©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Der miozäne Ost—West-Schub im Raum der alpin-karpathischen Abbiegung.

Von

A. F. Tauber (Wien, z. Z. Zagreb)

(Mit 13 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 28. Jänner 1943)

Inhalt.

I. Einleitung 129
Allgemeine Literatur 132
II. Nachweis eines Ost—West-Schubes am Kalkalpenostrand bei Wien 133
A. Die Pfaffstättener Bögen
1. Die Anningersynklinale 133
2. Die Kientalsynklinale 136
3. Die Einödsynklinale 138
B. Die Knickstrukturen in der Gosau von Gießhübel 142
C. Der Flyschfaltenkranz von Grub 143
Literatur 146
III. Tektonische Analyse und Nachweis eines Ost—West-Schubes in den Pollauer Bergen 147
Literatur 158
IV. Tektonische Analyse und Nachweis einer Ost—West-Bewegung im inneralpinen Wiener Becken 160
Literatur 169
V. Zusammenfassendes: Charakter und Ausmaß des Ost—West-Schubes 171

I. Einleitung.

Seitdem an der verflossenen Jahrhundertwende A. Rothpletz den Gedanken einer Aufschiebung der Ostalpen auf die Westalpen, hervorgebracht durch eine gewaltige O—W-Bewegung, aussprach, haben sich in vielen Teilen der Ostalpen und auch in den Westalpen Anzeichen und Beobachtungstatsachen für das Vorhandensein eines großartigen jungen O—W-Schubes gemehrt.[1]

[1] So im Adula-, Tambo- und Surettagebiet in den Engadiner Dolomiten, dem Rhätikon und den Südtiroler Dolomiten, in den Allgäuer, den Lechtaler

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Kürzlich hat nun O. Ampferer die Ansicht vertreten, daß die O—W-Bewegung „im großen Ausmaße auch an der Abbiegung zwischen Ostalpen und Karpathen zur Geltung" kommt (Ampferer, 1940, S. 324). Es ist durchaus verständlich, daß Ampferer gerade im Bereich dieser Abschwenkung der Alpen, bzw. der Karpathen aus der W—O-Richtung in die SW—NO- bis N—S-Richtung eine bedeutende Beeinflussung des Gebirgskörpers durch den O—W-Schub erwartet, liegt doch hier die Gebirgsmasse, in ihrer Längsseite preisgegeben, quer zur Angriffsrichtung des O—W-Schubes. Die Lösung der Frage, in welcher Form und in welchem Maß dieser Einfluß vorhanden ist, ist die Aufgabe der vorliegenden Arbeit.

Das Ergebnis ist ja nicht ohne weiteres vorauszusehen; Es könnte diese Abbiegung z. B. eine Knickstruktur größter Dimension, im Prinzip ähnlich den Knickstrukturen, wie sie etwa Ampferer in einer Studie über den Wechsel von Schubrichtungen (1915) aufgezeigt hat, somit eine junge Abknickung eines älteren, mehr minder fertigen Gebirges sein, oder aber einen tektonischen Neubau darstellen, der erst durch den O—W-Schub erzeugt wurde. Es könnte sich schließlich die Wirkung des O—W-Schubes auf eine mehr minder starke strukturelle Beeinflussung des bereits vorhandenen, gebogenen Gebirgsteiles beschränken.

Diese aufgezeigten Möglichkeiten zu prüfen und gegeneinander abzuwägen, wird nach der Darstellung der im Bereich der alpin-karpathischen Abbiegung liegenden untersuchten Gebiete Aufgabe des letzten Abschnittes sein. Es scheint mir aber nicht unangebracht, eingangs noch einige Worte über den Begriff „Ost—West-Schub" zu sagen. Wenn in dieser Arbeit von O—W-Schub die Rede ist, dann ist damit eine Massenbewegung gemeint, welche ohne Rücksicht auf vorhandene tektonische Strukturen durch Gebirge und Ebenen greift, als nicht an Orogene gebunden in sehr großen Räumen auftritt und also regional ist. Diesem regionalen O—W-Schub muß ein lokaler O—W-Schub gegenübergestellt werden, welcher weiter nichts darstellt als eine örtliche Abweichung orogener Schubkräfte.

---

und den Ötztaler Alpen, an der Tonalelinie, im Wetterstein- und Karwendelgebirge, im Großglocknergebiet, im Bereich der Berchtesgadener Decke und dem der Weyrer Bögen, im Schneeberg- und Raxgebiet. Auch für die Deutung der Dislokationen der alpin-dinarischen Grenze als Blattverschiebungen im O—W-System und für die auffällige Geradheit des Kalkalpen-N-Randes wurde O—W-Schub verantwortlich gemacht. Diese Erkenntnisse sind vor allem an die Namen Spitz, Dyrenfurth, Arbenz, Leuchs, Ampferer, Cornelius, Clar, Ogilvie-Gordon, v. Pia, Sander, v. Schmidegg. Kraus und v. Winkler geknüpft.

Die folgenden Worte mögen diese Begriffe klarer beleuchten.

Gleichgültig, ob wir zur Erklärung der Gebirgsbildung Absaugungen im Zuge von Unterströmungen, Ableitungen von Geotumoren, Auspressungen zwischen alten versteiften Massen oder irgendwelche Kombinationen dieser Grundgedanken heranziehen, bleibt immer die Möglichkeit, ja die Wahrscheinlichkeit, daß durch lokale Unregelmäßigkeiten in der Lage der verursachenden Kraftquellen eine lokale Änderung der Baurichtungen der aus diesen Kraftquellen geborenen geotektonischen Gebäude hervorgerufen wird.[1] Würde beispielsweise eine alpin-karpathische Verschluckungszone lokal, etwa zwischen Wiener Wald und Jablunka aus der W—O- in eine SW—NO- oder gar stellenweise in eine S—N-Richtung umschwenken, dann müßten sich ihre Produkte ebenso verhalten: Herrscht in den Nordalpen und Westkarpathen S—N-Schub, so haben wir dann z. B. in den NNO—N streichenden Pollauer Bergen entsprechend O—W-Schub zu erwarten.

Ganz Ähnliches käme bei Verzerrungen und Streichrichtungsänderungen von Geotumoren und ihren Ableitungsmassen in Frage. Wollen wir die Bildung der Alpen und Karpathen auf Ausquetschung der Geosynklinalen zwischen alten kristallinen Blöcken zurückführen, so ergibt die Überlegung, daß z. B. bei Nordwanderung der Südmassen (adriatische und pannonische Masse) eine Annäherung der pannonischen Masse nicht nur an die des polnischen Mittelgebirges stattfindet, sondern zugleich auch an den moravisch-moldanubischen Block, wodurch auch zwischen diesen beiden letztgenannten Massen Ausquetschungen Platz greifen müßten, welche in der Richtung der kürzesten Verbindung zwischen diesen beiden die Geosynklinale bedrängenden Blöcken stattfinden und also SW—NO bis N—S gerichtete Strukturen hinterlassen würden. Allen diesen erwähnten O—W-Schüben ist der Charakter der O—W-Bewegung als lokale Abweichung der orogenen alpinen und karpathischen S—N-Schübe gemeinsam.

---

[1] Die Erklärung des O—W-Schubes durch „Axialgefälle" (Richter) ist bereits von mehreren Seiten widerlegt. A. Winkler (1928) bringt diese O—W-Bewegungen mit „dinarischen Spannungen" in Zusammenhang, welche „ein weitverbreitetes System scheinbarer Querbewegungen im Ostalpenbau" hervorriefen. Da diese dinarischen Spannungen auf Unterströmungen zurückgeführt werden, stellen diese wohl nichts wesentlich anderes als ein Synonym für den O—W-Schub dar, auch wenn sie von Winkler im dinarisch-alpinen Grenzgebiet für bedeutend älter als von anderen, nämlich für pyrenäisch-savisch erklärt werden. Vielleicht handelt es sich um eine Vorphase des Haupt-O—W-Schubes.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In völligem Gegensatz dazu nimmt Ampferer die O—W-Bewegungen der alpin-karpathischen Abbiegung als vom regionalen O—W-Schub hervorgebracht an, durch einen O—W-Schub also, welcher ohne direkte Beziehungen zu den S—N-Schüben der Alpen und Karpathen in diesem Gebirgsteil wirksam war.

Aus diesen vorhandenen oder fehlenden direkten Beziehungen des O—W-Schubes im Bereich der alpin-karpathischen Abbiegung ergibt sich Problemstellung und Kriterium: Ist der O—W-Schub im Bereich der alpin-karpathischen Abbiegung eine lokale Abänderung des regionalen S—N-Schubes oder nicht? Wenn ja, dann muß er mit diesem — vor allem zeitlich — verknüpft sein. Wenn nicht, muß die O—W-Bewegung in der alpin-karpathischen Abbiegung andersaltrig, jünger sein als der regionale S—N-Schub der Alpen und synchron mit deren regionaler O—W-Tektonik.

Allgemeine Literatur.

Ampferer O. & Hammer W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., *61*, 1911.

Ampferer O., Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1915.

— Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *81*, 1931.

— Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *87*, 1937 (a).

— Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Abt. I, *146*, 1937 (b).

— Der Bauplan im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen (Vortrag, gehalten v. d. oberrheinischen geol. Verein Dornbirn am 28. Mai 1939).

— Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. Z. Deutsch. Geol. Ges., *92*, 1940 (1).

— Rodella und Langkofel, tektonisch neu beleuchtet. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *33*, 1940 (b) (1942).

Arbenz P., Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, *38*, 1913.

Cornelius H. P., Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, *137*, 1928.

— Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. Mitt. d. Schweiz. Geol. Ges., *21*, 1928.

— Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *87*, 1937.

— Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. Deutsch. Geol. Ges., *92*, 1940.

Lahn E., Zum geologischen Bau des Rax- und Schneealpengebietes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *23*, 1930.

Leuchs K., Geologie von Bayern. Berlin 1927.

— Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. Geol. Rundschau, *21*, 1930.

— Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. Z. Deutsch. Geol. Ges., *87*, 1935.

Ogilvie Gordon M. M., Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *84*, 1934.

Pia J. v., Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. Wien 1937.

Reithofer O., Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelztal im Rhätikon. I. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *87*, 1937.

Rothpletz A., Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. München 1900.

Sander B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *71*, 1921.

Schmidegg O. v., Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1933.

Schwinner R., Die Zentralzone der Ostalpen in: F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark. Wien 1939.

II. Nachweis eines O—W-Schubes am Kalkalpenostrand bei Wien.

Im Zuge der Untersuchungen über die Auswirkungen des O—W-Schubes am Kalkalpen-Ostrand konnten am Ostrande der Ötscher- und Lunzer Decke außerordentlich interessante, ohne Zweifel durch O—W-Schub hervorgebrachte Schlingen- und Knickstrukturen festgestellt werden. Der Grund, daß deren Existenz bis heute unbekannt oder doch zumindest unbeachtet bleiben konnte, ist in dem Umstand gelegen, daß diese Strukturbilder entweder fast zur Gänze in Hauptdolomitgebieten liegen, deren tektonisch meist außerordentlich mitgenommener, durch zahllose Risse, Sprünge und Klüfte gekennzeichneter Zustand, welcher in kleinen Aufschlüssen die Auffindung einer Schichtung meist gänzlich ausschließt, oder aber in Gesteinen der Gosauformation verlaufen, deren völlige Aufschlußlosigkeit erst vor kurzem durch Grabungen für die Reichsautobahnstraße behoben wurde.

A. Die Pfaffstättener Bögen.

1. Die Anningersynklinale.

Die durch Erosion zerteilte Stirn der Ötscherdecke streicht von Maria-Enzersdorf am Rande des Wiener Beckens in südwestlicher Richtung gegen Sparbach zum Nordrand des Gaadener

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Beckens (Fig. 1). Die Stirn entspricht allem Anschein nach einer Antiklinale (Stirneinrollung ?), in deren Kern gipsführende Werfener Schichten, an deren Flanken Muschelkalk und Lunzer Schichten zum Ausstrich kommen. In südlicher Richtung schließen sich isoklinal gefälteter Hauptdolomit, Dachsteinkalk und eingefaltete Reste von Rhät in Kössener Fazies, Lias, Mitteljura und Gosau an. Das mit der Deckenstirn parallele NO—SW-Streichen des nördlichen Deckenrandes ist gegen S zu immer größeren Unregelmäßigkeiten unterworfen und zeigt im Verlauf der Anningersynklinale — welche als solche zuerst von C. M. Paul (1860) erkannt wurde[1] — zum erstenmal Abweichungen von über 90° zum ursprünglichen Streichen. Die Anningersynklinale ist durch einen mächtigen Zug von Dachsteinkalk bezeichnet, welcher im Prisnitztal bei Mödling NNO-streichend und OSO-fallend, im Anningersynklinatorium am Anninger (⌖ 674 *m*) in W—O-Streichen mit S-Fallen und im weiteren Verlauf der Synklinale in SW-Streichen und SO-Fallen übergeht, welches bis zum Abbruch derselben am Bruchrand des Gaadener Beckens anhält, wo sie dann von zum größten Teile sicher tortonen Sedimenten bedeckt wird. Am S-Rand des Gaadener Beckens kommt die Synklinale wieder zum Vorschein. Sie besitzt hier im östlichen Anteil N—S-Streichen, im westlichen NNW-Streichen und östliches Fallen, welches sehr bald neuerlich in W—O-Streichen mit N-Fallen, dann wieder in N—S-Streichen und O-Fallen übergeht und mit sigmoidaler Krümmung bei im ganzen nordsüdlichem Verlauf und O-Fallen am Badener Lindkogel (⌖ 578 *m*) endet.

Es handelt sich demnach um eine durchgehend nach O einschießende Synklinale, deren im ganzen schlingenartig gekrümmter Verlauf das Fallen gegen ein Zentrum, das etwa bei Pfaffstätten liegt, gemeinsam ist. Das Fallen beträgt meist 50—70° und ist nur selten geringer, am geringsten in einigen Aufschlüssen im Rosentale bei Baden mit 25°. Im ganzen handelt es sich also um einen steilachsigen, synklinalen Schlingenbau. Der synklinale Charakter der besprochenen Zone wird durch das Auftreten jüngerer Gesteine im zentralen Teil der Synklinale unterstrichen. Hieher gehören die Kössener Schichten,[2] der Lias[3] und der Mittel-

---

[1] Paul (1860) hielt damals den meist etwas bräunlichen Dachsteinkalk und die Kössener Schichten für Unterlias, der im Synklinalkern auftrete.

[2] Meist hellgraue bis dunkelgraue außerordentlich fossilreiche Brachiopodenkalke mit häufigen Cidarisresten (Fundort am „Sauluckenweg" W ⌖ 521 *m*).

[3] Hellgelbe Kieselkalke mit Spongiennadeln, rote Adneter Kalke und meist hell- bis dunkelgraue Fleckenmergel.

jura der nördlichen Teilsynkline am Anninger, ferner die Mitteljurakalke am Lehnstuhl (⌖ 587 *m*) sowie das interessante Rhät vom Baytal[1] bei Guntramsdorf und beim Taubenbrünndl (⌖ 476 *m*, W Lehnstuhl), welch letzterwähnte Vorkommen die südliche Teilsynkline des Anningersynklinatoriums bezeichnen. Die Fortsetzung der Synklinale südlich der Gaadener Bucht enthält zentral eingefaltete Kössener Schichten[2] und Mitteljurakalke,[3] welche im Rosental bei Baden schön aufgeschlossen sind.

Die Bewegung von O nach W ist in der besprochenen Synklinale durch das durchwegs gegen den Raum von Pfaffstätten gerichtete Fallen der Schichten gesichert. Die Intensität dieses aus dem Raum von Pfaffstätten wirksamen Schubes wird durch die Zerreißung der Synklinale und ihrer oft mehrfachen Zerlegung in nach W aufgeschobene Schuppen verdeutlicht. Am Anninger dürften es 6 Schuppen sein, welche sich vorwiegend nach Lesesteinvorkommen feststellen lassen. Auch im Rosental läßt sich aus der asymmetrischen Verteilung der im Synklinalkern auftretenden Rhät- und Juragesteine auf eine die Synklinale durchsetzende Schuppung schließen. Der eigenartig gewundene Verlauf der Anningersynklinale sowie die ihren Kern durchsetzenden Schuppungsstörungen waren bereits A. Spitz (1919) bekannt und bewogen ihn, im Bereich der Anningersynklinale eine große Störungslinie anzunehmen, wie dies auf seiner tektonischen Karte (Tafel II der genannten Arbeit) deutlich zum Ausdruck kommt. Betrachten wir nun die Formung der Anningersynklinale als ganze, so bemerken wir, daß sie ihre größte Ausdehnung im Anningermassiv, wo sie in zwei Teilsynklinalen zerfällt, erreicht. Beim Taubenbrünndl und bei ⌖ 476 *m* erscheint die Synklinale auf ihre geringste Breite eingeengt. Schon beim „Roten Kreuz" (⌖ 383 *m*) an der Straße Pfaffstätten—Gaaden öffnet sie sich wieder etwas, versinkt aber zugleich unter das Jungtertiär des Gaadener Beckens, um erst südlich der Ortschaft Rosental (südlich Siegenfeld) in bedeutender Breite wieder zu erscheinen.

[1] Ein außerordentlich fossilreiches Vorkommen von Kössener Schichten mit einer leider unübersichtlichen Faziesfolge von Tonen, Mergeln und Kalken (vgl. Rosenberg, 1939).

[2] Rötlich- bis violettgraue Kalke und Kalkmergel mit *Terebratula gregaria* und *Pentacrinus bavaricus* und einem oolithischen Horizont von 1 bis 5 *cm* Dicke mit massenhaften ziegelroten, verkieselten Zähnchen und Knöchelchen (Bonebed). (Aufgeschlossen im Steinbruch an der linken Talseite des Rosentales, zirka 200 *m* oberhalb der Einmündung des Pürbaches mit interessanten flyschartigen Wurstelflächen im Rhät.)

[3] Gelbe, ocker-, schokoladebraune, rosen-blutrote, zum Teil gelb gefleckte (Korallen?), sehr feinkörnige, muschelig brechende Kalke mit Krinoidenstielgliedern.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Diesem ganzen Bilde nach muß hier ein aus O oder SO kommender Druck den Verlauf der Synklinale bestimmt haben. Allem Anschein nach war der Druck in der Gegend des Taubenbrünndls am kräftigsten, denn dort erscheint die Synklinale aufs stärkste eingeengt, ja, der den Synklinalkern füllende Dachsteinkalk verschwindet im oberen Pfaffental (W ⊹ 541) sogar völlig und ist hier offenbar ganz ausgequetscht. Der im ganzen bogenförmige Verlauf der Synklinale erweckt den Eindruck einer aus dem Raum von Pfaffstätten ausstrahlenden Druckkraft mit Stoßrichtung auf Gaaden.

2. Die Kientalsynklinale.

In der „Großen Einöd" endigend, zieht das große Kiental, den Pfaffstättener Kogel (⊹ 541 *m*) im W begrenzend, gegen N. Der im W das Kiental begleitende Hauptdolomit-Bergrücken, der Gaisrücken (⊹ 468 *m*), weist in seinem unteren Teile eine lose Gosauschotterbestreuung auf, welche sicherlich tertiär ist; daneben findet man in diesem schlecht aufgeschlossenen Teile aber auch gänzlich unabgerollte Brocken von Dachsteinkalk; weiter am Hang zum Kiental abwärts und besonders an dem das Kiental durchziehenden Wege stehen N—S-streichende Dachsteinkalkstreifen an, welche die westliche Begrenzung der ebenfalls am Wege liegenden Vorkommen von prächtigem, vielfarbigem Mitteljurakalk bilden (vgl. Fig. 1). Verfolgt man den diese Schichten begleitenden Hauptdolomit im Streichen weiter, so sieht man, daß mit dem Umbiegen der Bergrücken und Täler im nördlichen Teil des Pfaffstättener Kogels (Rücken zwischen Gaisrücken, ⊹ 468 *m*, und Tannspitz, ⊹ 493 *m*, O-Rücken des Kleinen Schweinkopfs, ⊹ 535 *m*, ⊹ 512 *m*) auch ein solches des Streichens aus der N—S-Richtung in die W—O-Richtung, ja in die WNW—OSO-Richtung (vgl. Fig. 1) einhergeht. Bald trifft man neuerlich auf jüngere eingefaltete Gesteine: Am NO-Hang des Pfaffstättener Kogels, oberhalb des „Übings-Weges", welcher von Pfaffstätten auf den Pfaffstättener Kogel führt, findet man im ersten kleinen südlichen Seitengraben wiederum Lesesteine von Mitteljura in ähnlicher Ausbildung wie im Kiental.

Verfolgt man die in Rede stehende Zone von der Einöde aus in südlicher Richtung weiter, so trifft man am N-Hang des Richtberges an der Straße Gaaden—Pfaffstätten einen kleinen Steinbruch, in welchem zwischen tektonisch sehr stark mitgenommenem Hauptdolomit dunkelrote und fahlgelbe feinkörnige und feinstschichtige Sandsteine eingeklemmt zu finden sind. Diese Sandsteine haben eine sehr große Ähnlichkeit mit Werfener Schiefer, von

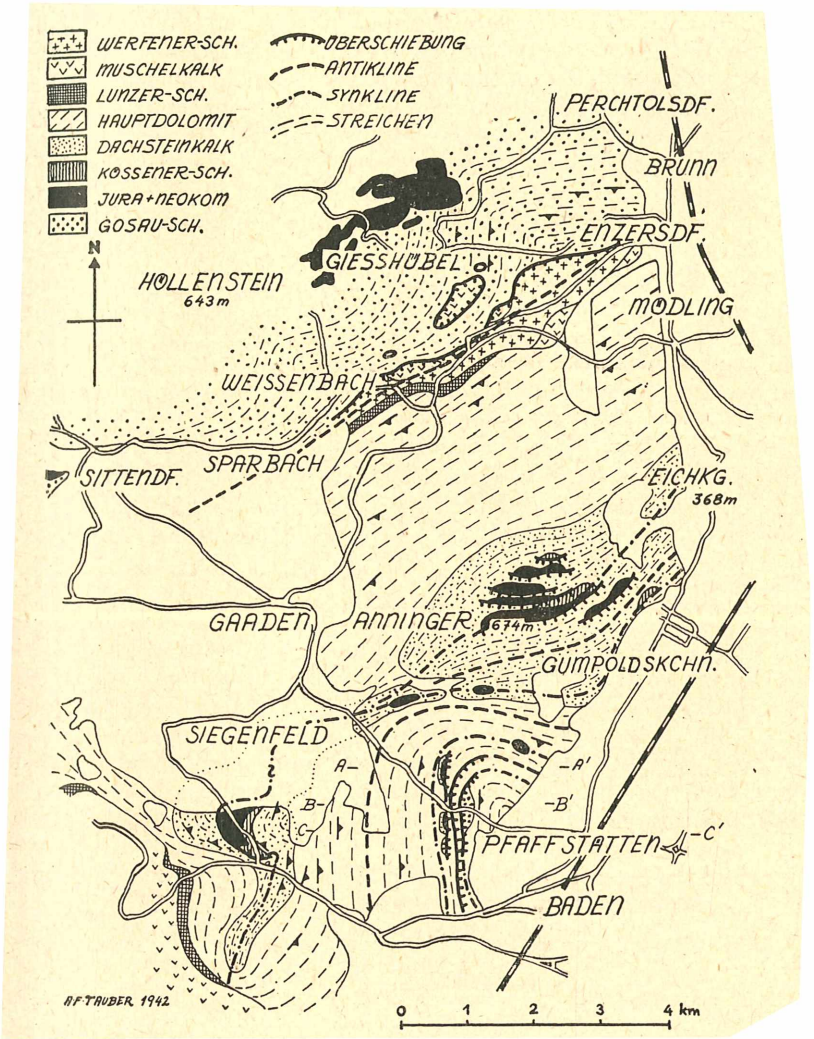

Fig. 1.

Tektonisches Kärtchen des westlichen Bruchrandes des Wiener Waldes gegen das Wiener Becken südlich von Wien, zwischen Perchtoldsdorf und Baden. Um Pfaffstätten die Pfaffstättener Bögen, um Gießhübel bei Mödling die Knickstrukturen in der Gosauformation als Ausdruck des O—W-Schubes

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

welchem sie sich makroskopisch nur durch den völligen Mangel an Glimmer unterscheiden. Man findet in ihnen gelegentlich weiße Querschnitte von Krinoiden. Wie ein Vergleich mit den Gesteinen der Gosaubildungen in der Einöde — welche später noch zu besprechen sein werden — ergibt, handelt es sich zweifellos um Gosau, welche hier eingefaltet ist. Bei N—S-Streichen zeigt sie (vgl. Fig. 2) hier — ein Ausnahmefall! — zum Teil W-Fallen (70°). In der Verfolgung dieser Gosaueinfaltung treffen wir weiter oben am N-Hang des Richtberges wiederum auf Lesesteine von Dachsteinkalk und Mitteljura in der Fazies des Kientalvorkommens und am ebenerwähnten Hang noch des öfteren auf Lesesteine von grauem bis gelbbraunem Gosausandstein. Diese kurz geschilderten Verhältnisse lassen sich nicht anders deuten, als durch eine nach W überkippte Synklinale, welche zum Brennpunkt ihres mehr oder minder parabolischen Verlaufes die Ortschaft Pfaffstätten hat. Gleich wie bei der Anningersynklinale entnehmen wir auch hier aus dem tektonischen Bilde dieses Raumes das Wirken einer aus dem Raum von Pfaffstätten nach W, bzw. nach NO vordrängenden Kraft.

3. Die Einödsynklinale.

Nur 200—300 *m* weiter östlich des eben besprochenen Steinbruchs am N-Hang des Richtberges, welcher durch seine eingefaltete Gosau den Kern der Kientalsynklinale markiert, finden wir an der orographisch linken Talseite des Einödetales, unmittelbar beim Gasthof „Einöde", einen alten, heute nicht mehr in Abbau stehenden Steinbruch, welcher fast zur Gänze in Gosauschichten liegt und seit langer Zeit durch seine reichen und schönen Fossilfunde bekannt ist (Kittel). Fig. 2 gibt ein Profil dieses Vorkommens. Der linke Teil besteht aus kaolinisierten Feldspatsandsteinen mit reichlichem, kalkigem Bindemittel. Einige W-Aufschiebungen stören das gut gebankte Sediment. Die Bänke liegen zum Teil aufgeschoben auf einem grün-grauen, gelb gefleckten plastischen Kalkmergel, welcher zahlreiche abgebrochene Korallenästchen und Einzelkorallen birgt. Im rechten Teil des Aufschlusses gewahren wir eine kleine, nach W überkippte Antikline, in deren Kern Hauptdolomit auftaucht. Über dem Hauptdolomit liegt bis 10 *m* mächtig das Basalkonglomerat der Gosau mit zahlreichen exotischen Geröllen und tonigem Bindemittel. In diesem Konglomerat sind an einigen Stellen Linsen von rotem Sandstein eingeschlossen, welcher völlig dem vom Steinbruch am Richtberg beschriebenen Sandstein gleicht. Über dem Konglomerat folgt

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

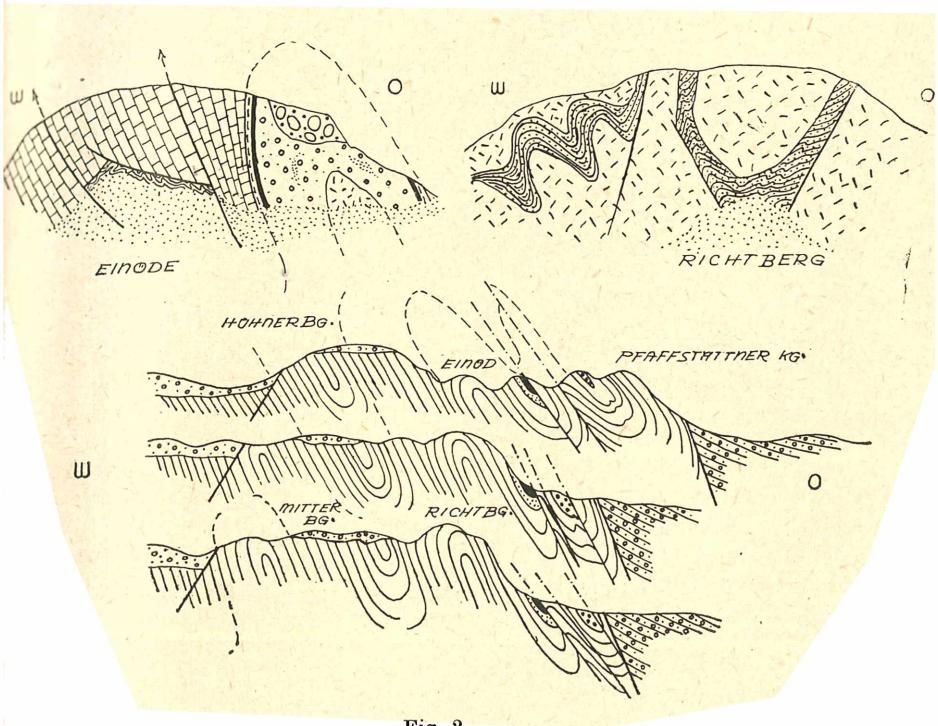

Fig. 2.

Oben, links: Steinbruch unmittelbar östlich des Wirtshauses „Einöde" in der Einöde bei Pfaffstätten. W-Bewegung der Gosau durch O—W-Schub. Ziegelsignatur = Kalke und (Feldspat-)Sandsteine mit kalkigem Bindemittel. Strichliert = gelber, fossilreicher Mergel. Schwarz = blauschwarzer Mergel. Kleine Ringe = Basalkonglomerat mit Linsen von rotem Sandstein. Wellenlinien = graugrüne, fossilreiche Gosautonmergel. Unregelmäßige Striche = Hauptdolomit. Große Ringe = (?) tertiärer Blockschotter. Punkte = Schutt.

Oben, rechts: Steinbruch am N-Hang des Richtberges in der Einöde bei Pfaffstätten. Darstellung der Einheitlichkeit halber spiegelbildlich. Im Hauptdolomit eingekeilte feinschichtige rote Gosausandsteine, Mergel, Dolomitbändchen, zum Teil mit Krinoiden. Linien mit Punkten = Gosau. Unregelmäßige Striche = Hauptdolomit.

Unten: O—W-Profile durch die Pfaffstättener Bögen zeigen den isoklinalen Zusammenschub der Hauptdolomitmassen mit dem ihnen auflagernden Dachsteinkalk (kleine Punkte), Kössener Schichten, Jura (schwarz) und Gosau (dicke Punkte) durch O—W-Schub. Über den fertigen Bau transgredierend tortonsarmatische Schottermassen (Ringe).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ein schwarzer, verhärteter Ton mit wenig fossilen Resten, auf welchem fossilreicher Mergel mit Nerineen, Glaukonien, Carditen, Turritellen und seltenen Zyclolithen liegt. Das Streichen bewegt sich im Aufschluß um die N—S-Richtung, das Fallen ist durchgehend ein östliches bei 60—90° Neigung. Diesem Aufschluß gerade gegenüber befindet sich am N-Hang des Richtberges ein heute vollkommen verwachsener Steinbruch, welcher die schon genannten Feldspatsandsteine aufschließt. Durch Lesesteinfunde kann man die bedeutende eingefaltete Gosaumasse einerseits bis weit gegen ⌖ 467 *m* am Pfaffstättener Kogel und anderseits hoch auf den Richtberg hinauf verfolgen. Auch hier liegt also allem Anschein nach eine isoklinal zusammengepreßte Synklinale vor, deren Kern von der eben erwähnten Gosau gekennzeichnet ist.

Dabei fällt jedoch auf, daß der Abstand zwischen Kiental-synkline und Eindödsynkline nur wenige 100 *m* beträgt. Berücksichtigt man die große Mächtigkeit unseres Hauptdolomits (wohl an 1000 *m*), so wird einem klar, daß eine solch starke Annäherung zweier Synklinalen nur auf tektonischem Wege erfolgt sein kann. Es ist dies kaum anders zu verstehen, als daß die Antikline zwischen Einödsynkline und Kientalsynkline zerrissen und über ihren liegenden W-Schenkel und einen Teil der Kientalsynklinale gefahren ist. Ganz ähnlichen Gedankengängen müssen bereits 1906 die Verfasser der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" (F. E. Sueß, L. Waldmann, C. A. Bobies) gefolgt sein, da sich auf der erwähnten Karte zwischen Einöde und Kiental eine Schuppengrenze eingetragen findet.

Verfolgt man die zerrissene Antikline weiter gegen S, so gelangt man in das schluchtartige Tal der Putschandllucken bei Baden, in deren zerklüfteten Hauptdolomitwänden der östlichen Talseite anscheinend die Stirne des überschobenen Hangendschenkels der Antikline zum Ausdruck kommt.

Der Gesamtverlauf der Einödsynklinale ist ein der Kientalsynklinale völlig gleichender (Fig. 1). Auch hier zwingt das tektonische Bild wieder zur Annahme einer aus dem Raum von Pfaffstätten wirksamen O—W-gerichteten Kraft.

Überblicken wir nun die besprochenen Strukturen in ihrer Gesamtheit, so sehen wir uns vor einen eindrucksvollen, isoklinal zusammengepreßten Faltenwurf gestellt, der in den am stärksten mechanisch beanspruchten Stellen, den Sätteln und Mulden, vielfach zerrissen und in Schuppenstruktur übergegangen ist (Fig. 2). Der gesamte konzentrische Faltenwurf schart sich um ein Zentrum, das im Torton in die Tiefe des Wiener Beckens gesunken ist.

Wie wir aus dem Vergleich mit den tektonischen Verhältnissen im Flysch von Grub bei Heiligenkreuz, welche im folgenden noch dargestellt werden, durch Analogieschluß entnehmen, muß eine die Hauptdolomitmassen mit ihrer Bedeckung von Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Jura und Gosau vor sich hertreibende, zusammenpressende Gebirgsmasse in Stoßrichtung nach W und NW, also durch O—W-Schub in Bewegung gewesen sein. Wie schon angedeutet, werden wir noch ein weiteres ganz ähnliches Beispiel eines solchen Bewegungsbildes kennenlernen, bei welchem die Verhältnisse bedeutend klarer sind, da die die Stauchung verursachende Schubmasse erhalten geblieben ist.

Was das Alter der Pfaffstättener Bögen, wie wir nun die um Pfaffstätten als Zentrum verlaufenden konzentrischen Isoklinalfalten nennen wollen, anlangt, so sind die Verhältnisse leicht zu überschauen. Die Schuppenstruktur und die steile Engpressung der Gesteinsfolge im Raum um Pfaffstätten zeugt von einer Kraftquelle, welche heute in der Tiefe des Wiener Beckens begraben liegt. Es geht aus der heutigen Lage dieser einstmaligen Kraftquelle ohne weiteres hervor, daß sie unter den gegenwärtigen Verhältnissen nie derartige Strukturen hätte schaffen können. Diese Strukturen müssen zu einer Zeit entstanden sein, in welcher unsere Kraftquelle — welche, wie schon angedeutet, aller Wahrscheinlichkeit nach eine Schubmasse war — noch in der Höhe des heutigen Gebirgsrandes lag und nicht in einer vielleicht mehrere 1000 *m* betragenden Tiefe unter den Mio-Pliozän-Sedimenten ruhte. Ferner werden die O—W-Schubstrukturen im besprochenen Raume heute von den Bruchrändern des Wiener Beckens glatt abgeschnitten. Die Entstehung der durch den O—W-Schub hervorgebrachten Strukturen im Raum von Pfaffstätten muß demnach in die Zeit vor der Entstehung des Wiener Beckens fallen. Die beiden angeführten Gründe sind so schlagend, daß an der Richtigkeit dieses Schlusses nicht mehr gezweifelt werden kann. So ist die obere Zeitgrenze der Bildung der Pfaffstättener Bögen mit dem Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens (nicht zu verwechseln mit dem Schlierbecken im Bereich des heutigen nördlichen Wiener Beckens!), also dem obersten Helvet, festgelegt.

Die untere Zeitgrenze ergibt sich aus der bekannten Tatsache, daß der O—W-Schub zeitlich nach den alpinen S—N-Schüben liegt. Da nun die pyrenäisch-savischen N—S-Schübe der Alpen noch Aquitan (in Schlierfazies), wie z. B. am Buchberg bei Öd, im Fenster von Schaitten und Rogatsboden usw., tektonisch miteinbeziehen, muß der O—W-Schub nachaquitanisch sein. Für die Zeit der Wirkung des O—W-Schubes bleibt

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

also nur die Spanne zwischen Aquitan und oberem Helvet, also das Burdigal und untere Helvet über. Wir werden dieses Alter aus anderen tektonischen Gründen auch in den Pollauer Bergen wieder feststellen können, wodurch die Richtigkeit dieses Schlusses bewiesen erscheint.

B. Die Knickstrukturen in der Gosau von Gießhübel.

Als in den Jahren 1939 und 1940 die Grabungen für die Trasse der Reichsautobahn Wien—St. Pölten—Salzburg die Gosau der Lunzer Decke in der Umgebung von Maria-Enzersdorf, Gießhübel und Weißkirchen (vgl. Fig. 1) erstmalig in großem Maße aufschlossen, war der Zeitpunkt gegeben, in die Tektonik dieses im allgemeinen sehr schlecht aufgeschlossenen, hügeligen Geländes Einblick zu nehmen.

Lassen wir uns von der Trasse der Reichsautobahn von Maria-Enzersdorf aus, wo sie das Wiener Becken verläßt, in Richtung Gießhübel führen, so sieht man vielfach sehr schön aufgeschlossen die überaus abwechslungsreiche Folge von grauen und gelben Mergeln, Sandsteinen und bunten Konglomeraten und roten Tonschiefern. Überall kann man hier, bereits knapp über dem Bruchrand, „auf der Lucken" bis etwa 1·5 *km* westlich desselben beim „Wällischhof" (⌖ 316 *m*) W—O-Streichen bei S-Fallen (meist um 30—40°) feststellen. Schon wenige 100 *m* weiter aber nördlich des „Perlhofs" am Hasenkogel und am Gemeindekogel nördlich Gießhübel herrscht N—S-Streichen bei steilem O-Fallen. Im Raum um den „Perlhof", auf der „Hochleiten", liegt demnach eine Zone mehr oder minder scharfer rechtwinkeliger Abknickung des Schichtstreichens vor. Verfolgen wir die nunmehr N—S-streichende Gosau weiter gegen S, so beobachtet man eine allmähliche Rückkehr zur W—O-Streichrichtung. Am N-Hang des Hundskogels (⌖ 131 *m* nördlich der Hinterbrühl), welcher eine morphologisch prachtvoll hervortretende Deckscholle aus Gutensteiner Kalk trägt, streicht die Gosau noch etwa N—S; an seinem S-Hang aber schon ist NO—SW-Streichen feststellbar und nördlich Weißenbach findet man die Gosau W—O- bis WSW—ONO-streichend und S-fallend vor. Bereits knapp nordwestlich Weißenbach tritt neuerlich ein scharfer Knick in der Streichrichtung der Gosau auf, welcher wieder weite Teile derselben in N—S-Richtung streichen läßt (Fig. 1). Es ist dabei interessant zu sehen, wie die Muschelkalk- (Gutensteiner Kalk-) Deckschollenreihe Hochsätzen (westlich Weißenbach mit Kalksteinbruch) — Hundskogel (mit 3 Kalksteinbrüchen) — Kreimholderkogel (⌖ 346 *m*) gänzlich dem Verlauf des Gosaustreichens folgt, was noch durch die im

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gleichen Sinne erfolgte Formung der (größten und daher bei ihr am leichtesten feststellbaren) Hundskogel-Deckscholle unterstrichen wird (vgl. Fig. 1). Dieses Verhalten der Deckschollen wird nur dann verständlich, wenn man die Knickung der der Lunzer Decke angehörigen Gosaumassen jünger ansetzt als die Überschiebung der Ötscherdecke, als deren Reste wir die besprochenen Deckschollen aufzufassen haben. Die Knickstrukturen der Gosau ihrerseits können daher nur als spätere Änderungen, Umpressungen der aus den alpinen Schüben resultierenden O—W-Strukturen betrachtet werden. Das O-Fallen der N—S-streichenden Teile der Gosau verrät uns weiter, daß der umgestaltende Druck aus O kam. Wir haben somit auch in dieser Knickstruktur ein Erzeugnis des O—W-Schubes zu sehen und eine Verwirklichung des von Ampferer (1915) als „Umfaltung" aufgestellten Schemas.

Was das Alter des Schubes betrifft, so sind hier im wesentlichen dieselben Argumente geltend zu machen wie bei den bereits besprochenen Pfaffstättener Bögen. Auch hier kann der Druck nicht aus der mit plastischen Sedimenten erfüllten Wanne des Wiener Beckens kommen, sondern muß zeitlich vor dem Niederbruch desselben liegen, d. h. vorüberhelvetisch sein. Tortone Schotter und Sande transgredieren bereits über den fertigen Bau. Anderseits wissen wir — und die Miteinbeziehung der tektonisch hangenden Muschelkalkdeckschollen in die durch O—W-Schub hervorgebrachte Tektonik beweist es aufs neue —, daß das Alter des O—W-Schubes zeitlich nach den alpinen S—N-Schüben liegt, demnach postaquitan ist (vgl. Abschnitt II, A. 3), womit sich auch für die vorliegenden Knickstrukturen ein burdigal-unterhelvetes Alter ergibt.

C. Der Flyschfaltenkranz von Grub.

Blickt man von der fast 500 *m* hohen Hauptdolomitspitze des Winkelberges (nordwestlich Grub bei Heiligenkreuz) gegen W in die Flyschhügellandschaft des Hanflandeck (⌀ 470 *m*) und nach N in die des Mitterspitz (⌀ 486 *m*), so sieht man sich auf diesem vorgeschobenen Posten der alpinen Kalkketten rings von einem etwa 150 *m* tiefen steilböschigen Tale umgeben, welches gegen Grub in den Sattelbach entwässert. In den tief eingefressenen Seitengräben dieses Tales sowie in dem Tale, welches die „Kirchleiten" und den Steinkampl (⌀ 514 *m*) im N begleitet, sind die Sandsteinbänke des Glaukoniteozän-Flysches an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen. Aus einer großen Anzahl von Messungen kann man hier ein so interessantes und für den O—W-Schub bezeichnendes und für das Verständnis der Pfaffstättener Bögen so

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

wesentliches tektonisches Bild erhalten, daß ich dadurch bewogen worden bin, es hier wiederzugeben, wenn sich auch gerade in diesem Raume zur Altersfrage des W—O-Schubes keine Anhaltspunkte von ausreichender Genauigkeit ergeben haben.

Das Massiv des großen und kleinen Winkelberges springt, wie schon erwähnt und wie aus dem Kärtchen (Fig. 3) ersichtlich, weit gegen N vor und ist, einer Insel gleich, ringsum von Flysch umgeben. Daß vor der N-Front dieses aus Hauptdolomit, Kössener-Schichten, Liasfleckenmergel und Neokom aufgebauten Massivs der Flysch in Falten gelegt ist, welche dieser N-Front parallel laufen, kann weiter nicht verwundern, sehen wir doch dieselbe aus der N-Bewegung der Kalkalpen verständliche Erscheinung auch vor der ganzen N-Front der Kalkalpen, so z. B. auch gleich westlich vom Winkelbergmassiv, vor dem Steinkampel (vgl. Fig. 3). Doch wäre zu erwarten, daß sich zwischen der N-Front des Steinkampels und der um mehr als 1 *km* weit nach N vorgeschobenen N-Front der Winkelberge im Flysch Zerrungserscheinungen bemerkbar machen.

Das gerade Gegenteil ist aber der Fall: Vor der W-Front des Winkelbergmassivs stauen sich konzentrisch um das Massiv geschart in weitem Umkreis Antiklinen und Synklinen im Flysch (Fig. 3). Die Zusammenpressung des Flysches, welcher wir diese Faltung zuzuschreiben haben, ist so stark, wie wir sie sonst meist nur in der Nähe der Kalkalpen-N-Front zu sehen gewohnt sind. Die Faltenschenkel fallen mit 60—80° und mehr ein, ferner macht sich eine außerordentlich starke Engpressung der Falten vor der W-Front des Winkelbergmassives geltend, welche in den geringen Abständen von Synklinalen und Antiklinalen zum Ausdrucke kommt. Dabei ist der Verlauf der Falten halbkreisförmig um das Winkelbergmassiv gelegt. Diese eigenartige Struktur hat bereits Spitz (1919) beobachtet, ohne allerdings näher auf sie einzugehen.

Mag sein, daß in Anbetracht der an einigen Stellen kaum 100 *m* betragenden Abstände von Antiklinen und Synklinen ein nur geringmächtiges, vielleicht oberflächliches Flyschpaket gefaltet wurde; es ändert nichts an der Tatsache, daß diese konzentrischen Flyschfalten ein Bewegungsbild darstellen, aus dem der Schluß auf eine W-Bewegung einer Gebirgsmasse mit unvergleichlicher Klarheit hervorgeht.

Die Ähnlichkeit dieses Flyschfaltenkranzes von Grub mit den Hauptdolomitfalten der Pfaffstättener Bögen ist eine so sprechende, daß ich die Analogie beider Fälle kaum noch näher herauszustellen brauche. Es ist diese Ähnlichkeit der hauptsächlichste Grund dafür, warum ich auch im Raume von Pfaffstätten

eine von O herandrängende Schubmasse annehme, welche die Stauchfalten der Pfaffstättener Bögen erzeugt hat, heute aber in der Tiefe des Wiener Beckens begraben liegt.

Was die Altersstellung dieses Faltenkranzes von Grub betrifft, so ist sie, wie eingangs schon erwähnt, weit weniger klar als die unmittelbar am Bruchrand des Wienerbeckens liegenden Bewegungsspuren des O—W-Schubes. Zwar befindet sich im O der Winkelbergscholle, im kinetektonischen Sinne sozusagen in

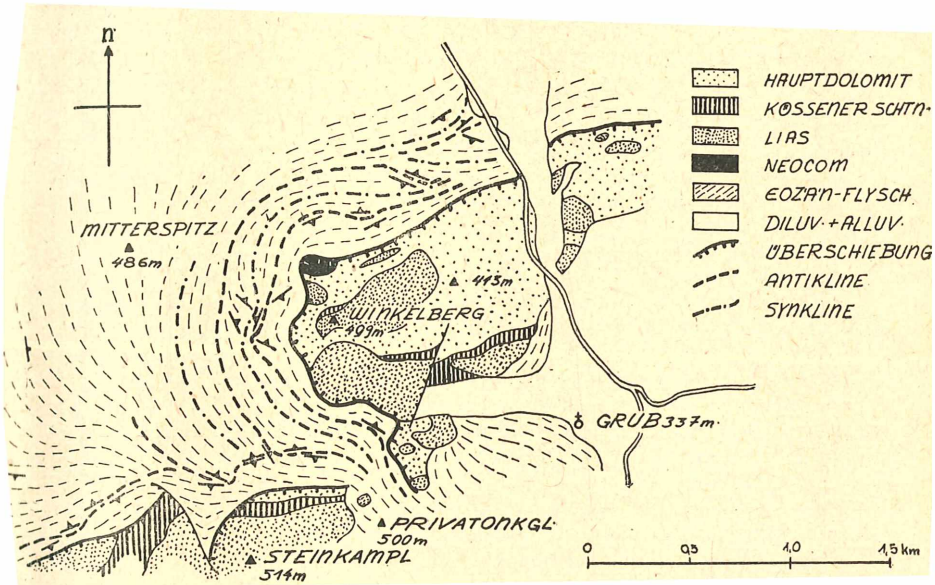

Fig. 3.

Tektonisches Kärtchen des Flyschfaltenkranzes von Grub bei Heiligenkreuz am NW-Rand des Gaadener Beckens. Zusammenschub des eozänen Glaukonitschlyfes vor dem Kalkmassiv des Winkelberges durch O—W-Schub.

ihrem Rücken, das Einbruchsbecken von Gaaden, welches etwa gleichaltrig mit dem Wiener Becken sein dürfte, doch ist das Gaadener Becken gerade in diesem seinem nordwestlichen Ende sicherlich sehr seicht und eine eventuelle Druckwirkung aus der Tiefe auf die Winkelbergscholle dürfte daher nicht ausgeschlossen werden. Vom Bruchrand des Wiener Beckens ist dieses Massiv aber immerhin etwa 14 *km* entfernt. Daß die O—W-Bewegung posteozän ist, geht aus der Faltung des Eozänflysches klar hervor. Eine weitere Aufwärtsrückung der unteren Altersgrenze ergibt sich bei

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Berücksichtigung der bekannten Tatsache, daß die O—W-Bewegungen jünger sind als die am Alpen-N-Rand zu Beginn des Burdigals ausklingenden alpinen N—S-Schübe. Die obere Altersgrenze, welche hier feststellbar ist, ist aber zeitlich zu weit entfernt, um die erforderliche Genauigkeit der Einstufung zu geben: An jüngeren Schichten finden wir im betrachteten Gebiete erst wieder Diluvium und Alluvium. Die Tertiärschotter im „Rücken" des Winkelbergmassivs sind aber sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht viel zu unerforscht, als daß man ihr tektonisches Verhalten heute schon in Beziehung zur Bewegung des Winkelbergmassivs stellen könnte.

Literatur.

Bittner A., Neue Daten über die Verbreitung kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* Lam. in den niederösterreichischen Kalkalpen bei Alland und Sittendorf nächst Wien. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1899.

Friedl K., Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *13*, 1920.

Fuchs Th., Der Gießhübler Sandstein und die Flyschzone bei Wien. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., *108*, Abt. I, 1899.

Grengg R. und Witek F., Kleine Beiträge zur Geologie des Randgebirges der Umgebung von Perchtoldsdorf. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1913.

Kober L., Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *4*, 1911.

— Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., *88*, 1912.

— Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926.

Kölbl L., Über Querstörungen der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.

Küpper H., Zur Auflösung der Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., 1927.

Mariner F., Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1926.

Paul C. M., Ein geologisches Profil durch den Anninger bei Baden, im Randgebirge des Wiener Beckens. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., *9*, 1860.

Richarz P. St., Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, *54*, 1904.

Richter M., Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Zentralbl. f. Min. usw., 1929.

Rosenberg G., Neue Fossilfunde und Beobachtungen am Kalkalpenostrand bei Wien, Jahrb. d. Geol. Landesanst. Wien, 1939.

Spitz A., Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *3*, 1910.

— Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *12*, 1919.

Stiny J., Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *63*, 1913.

Toula F., Bemerkungen über den Lias der Umgebung von Wien. N. Jahrb. f. Min. usw., 1897.

III. Tektonische Analyse und Nachweis eines O—W-Schubes in den Pollauer Bergen.

Nur wenige Reste der alpin-karpathischen Abbiegung sind uns noch erhalten: Der weitaus größte Teil dieses die Karpathen und Alpen verbindenden Gebirgsteiles ist im Jungtertiär versunken. Aus den weiten Bruchsenken, dem Wiener Becken und dem der Kleinen Ungarischen Tiefebene, welche sich heute an seiner Stelle befinden, ragen klippen- und horstartig Gesteine des Beckengrundes (Bakony, Leithagebirge, Kleine Karpathen und die Juraklippenreihe: Rohrwald—Leiser Berge—Falkensteiner—Nikolsburg-Pollauer Berge) mit ihrer Ummantelung von paläogenem und neogenem Meeressediment und eiszeitlichen Schuttmänteln auf. Die letztgenannte Juraklippenreihe, vorwiegend aus weißem Ernstbrunner Kalk und meist dunklen Klentnitzer Schichten bestehend (welche Gesteine bisher als tithonisch galten, nach den Untersuchungen von H. Spath [1933] und O. Kühn [1939] aber anscheinend älter, nämlich untercambridge bis unterportland sind), scheint als „äußerer" Klippenzug der helvetischen Zone des nordalpinen Flysch, welche sich nach den Darlegungen von Tercier (1936) in dem subbeskidischen Molasseflysch V. Uhlings fortsetzt, zu entsprechen (Uhlig, 1890, 1903, 1907). Die enge tektonische Bindung an den Molasseflysch, welche diesen Klippenzug auszeichnet, gibt uns im Verein mit der guten faziellen Unterscheidbarkeit der den Molasseflysch bildenden, Eozän bis Torton umfassenden Gesteine ein Mittel in die Hand, die tektonischen Bewegungen in der subbeskidischen Klippenregion einigermaßen genau zu datieren.

Nun ist aber bei nahezu allen Klippen der Hüllflysch entweder durch neogene Sedimente (Klippe im O von Großmugel, Leiser Berge, Falkensteiner Berge) oder durch Löß (Klippe von Staatz) verdeckt. Nur die Pollauer Klippen und die kleine Eozänklippe des Michelberges bei Stockerau zeigen ihre Molassehülle. Da die Michelbergklippe zu klein und überdies schlecht aufgeschlossen ist, ist sie für tektonische Untersuchungen ungeeignet. Um so bessere Arbeitsmöglichkeiten bieten die Nikolsburger-Pollauer Klippenberge, besonders da schon ganz ausgezeichnete Vorarbeiten und

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

eine mit vorbildlicher Genauigkeit in jahrelanger Arbeit durchgeführte Kartierung durch K. Jüttner vorliegen. Es ist nur zu bedauern, daß dieser beste Kenner des Pollauer Berggebietes, abgesehen von ganz allgemeinen und grundsätzlichen Abrissen zur tektonischen Entstehungsgeschichte der Pollauer Berge (Jüttner, 1940 *a*, *b*) und einigen kurzen speziellen Andeutungen (Jüttner, 1922, 1931, 1933, *a*, *b*, 1934, 1938, *a*, *b*, *c*, 1940 *b*), uns fast nichts über die Tektonik seines Forschungsgebietes mitgeteilt hat. Doch läßt sich, freilich mit gewissen Vorbehalten, viel aus seiner ausgezeichneten geologischen Karte (Jüttner, 1940 *b*) herauslesen, besonders dann, wenn man, wie der Verfasser, das Gebiet aus eigener Anschauung kennt. Ich bin mir voll und ganz bewußt, daß manches im folgenden Abschnitt im einzelnen unsicher und verbesserungsfähig ist, doch am Grundsätzlichen wird sich kaum rütteln lassen und das allgemeine Ergebnis seine Gültigkeit bewahren.

Die tektonischen Kärtchen (Fig. 4 und 5) geben im wesentlichen unveränderte Ausschnitte der geologischen Karte Jüttners mit tektonographischen Eintragungen des Verfassers vorliegender Arbeit wieder. Beiden Karten entnehmen wir eine reiche Schuppungstektonik, welche allerdings vornehmlich für die mesozoischen, meist kalkigen Gesteine gilt, während über die die Kalkklippen umhüllenden tertiären Sedimente, welche nur selten so gut aufgeschlossen sind, daß man Streichen und Fallen messen kann, Aussagen von ähnlicher Sicherheit derzeit noch nicht gemacht werden können.

Überschaut man die Schuppungsrichtungen der Kalkklippen, welche ihrerseits „Scherlinge an der Basis subbeskidischer Schuppen" (Jüttner, 1932)[1] (Fig. 7, oben) sind, so sehen wir in Fig. 4 und 5 neben der deutlich vorherrschenden O—W-Bewegung (vgl. Fig. 7, oben) eine ausgeprägte N—S-Bewegung und ebenso eine nicht unbedeutende S—N-Bewegung.

Der Maidenberg- — Maidenburgberg — Zug besteht aus zwei nach W gerichteten Schuppen aus Klentnitzer Schichten und Ernstbrunner Kalk, deren untere weit auf das Eozän-Unteroligozän der Niemtschitzer Schichten (Pausramer Mergel) und Mittel-Oberoligozän des Steinitzer Sandsteines und Auspitzer Mergels geschoben ist (Fig. 7, unten), wie schon Jüttner, 1922 und 1933, festgestellt hat. Im S ist die Maidenbergklippe anscheinend auf die Tone und Mergel der Niemtschitzer Schichten aufgeschoben, welche infolge ihrer geringen Härte zwischen dem

[1] Die Ansicht Stejskals, der die Pollauer Juraberge als Reste einer höheren Deckeneinheit („Teschener Decke") deutete, wurde von Jüttner (1932) eindeutig widerlegt.

Kalkklotz des Kesselberges und dem des Maidenberges ein zum Teil schluchtartiges Tal, die Klausen, bilden. Die oligozänen Tone

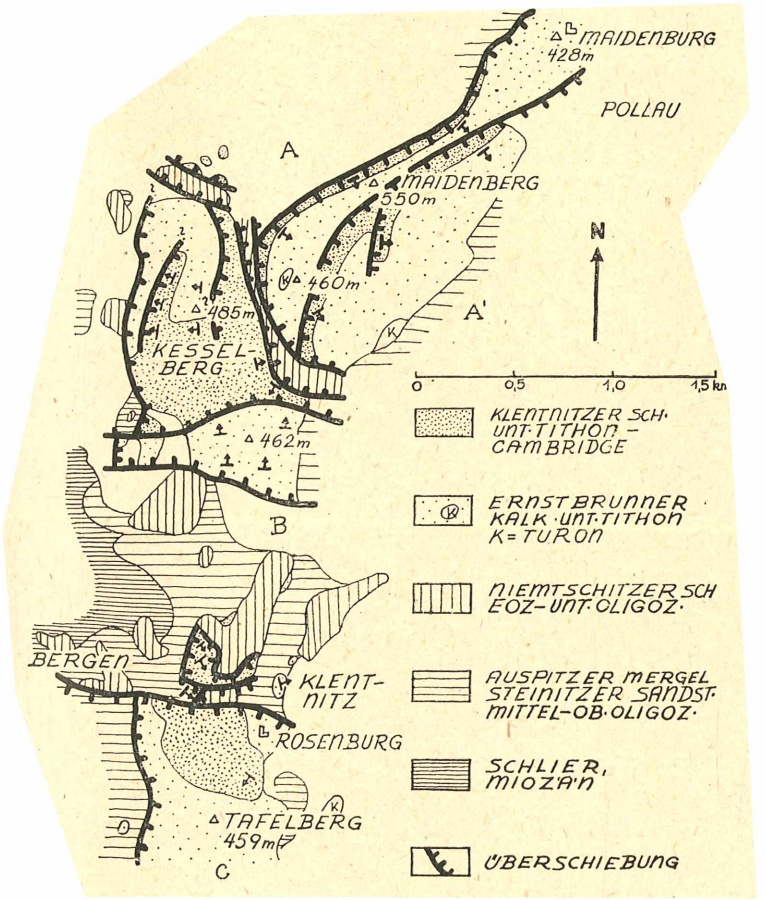

Fig. 4.

Tektonisches Kärtchen der nördlichen Pollauer Berge mit S—N-, N—S- und O—W-Überschiebungen; gezeichnet auf Grundlage der Aufnahme von K. Jüttner und eigener Studien.

der Niemtschitzer Schichten legen sich an einer Überschiebung anscheinend auf die Klentnitzer Schichten des Kesselberg-NO-Hanges. Der Kesselberg selbst ist, ähnlich wie der Maidenbergzug, aus nach W schauenden Schuppen aufgebaut. In seinem süd-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

lichen Teil herrscht klarer Schuppenbau mit ausgeprägter Bewegung nach S. Der Kesselberg-S-Rand ist hier sichtlich auf Oligozän (Niemtschitzer, Auspitzer und Steinitzer Schichten) aufgeschoben. Das Profil *A—B* in Fig. 6 (vgl. Fig. 4) verdeutlicht die in diesem Teil mit Wahrscheinlichkeit, bzw. mit Sicherheit feststellbaren S-Bewegungen.

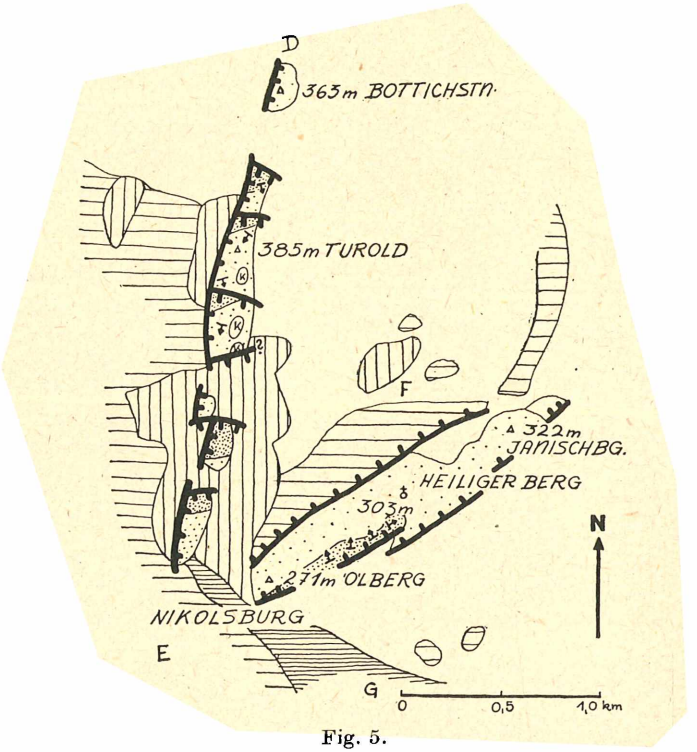

Fig. 5.

Tektonisches Kärtchen der südlichen Pollauer Berge mit S—N-, N—S- und O—W-Überschiebungen; auf Grundlage der Aufnahmen von K. Jüttner und eigenen Studien. Signaturen wie Fig. 4.

Im S des Kesselberges erhebt sich die Klippe des Tafelberges (Fig. 4), in ihrer Masse ebenso wie die kleinere ihr vorgelagerte Klippe zwischen Klentnitz und Bergen nach W auf Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein aufgeschoben. Beherrschend tritt aber neben diesem O—W-Schub ein S—N-Schub auf, welcher den Tafelberg an einer Überschiebung auf Niemtschitzer, Aus-

pitzer und Steinitzer Schichten getragen hat. Letztere liegen ihrerseits wieder den Klentnitzer Schichten der kleineren schon erwähnten nördlich vorgelagerten Klippe, diese wieder den

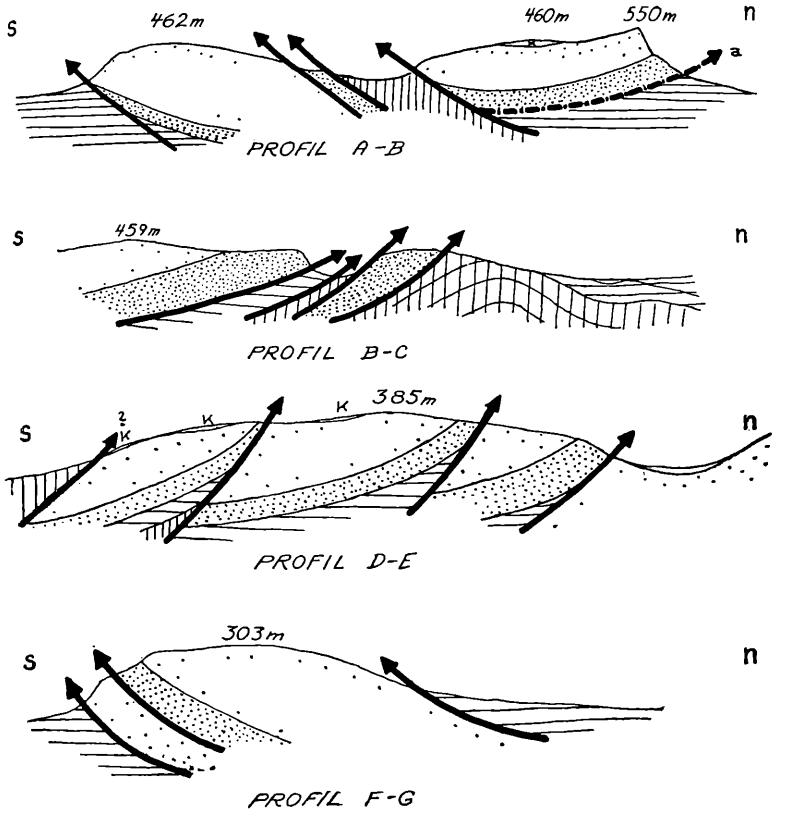

Fig. 6.
Schematische Profile durch die in Fig. 4 und Fig. 5 dargestellten Gebiete. Signaturen wie Fig. 4.

Niemtschitzer Schichten auf. Nicht ohne Bedeutung ist, daß das Eozän-Unteroligozän der Niemtschitzer Schichten zwischen den beiden Klippen durch O—W-Bewegung ersichtlich auf dem jüngeren, mittel-oberoligozänen Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein aufgeschoben ist. Profil *B—C*, Fig. 6 (vgl. Fig. 4) gibt diese deutliche S—N gerichtete Tektonik wieder.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Fig. 5 zeigt das südlicher gelegene Klippengebiet des Turold und des Heiligen Berges bei Nikolsburg. Der Turold ist geradezu ein Musterbeispiel einer mehrfachen, N-gerichteten Schuppung. Schuppenbau hat schon Jüttner vermutet (Jüttner, 1922, 1933). In seiner ganzen Masse ist der Turold nach vollendeter S—N-Schuppung gegen W auf eozän-unteroligozäne Niemtschitzer Schichten und gleichaltrige Menilitschiefer geschoben worden. Ganz ähnliche Tektonik ist aus dem Kartenbild der im tieferen Oligozän schwimmenden Klippen, welche die südliche Fortsetzung des Turold gegen Nikolsburg zu bezeichnen, herauszulesen. Profil *D*—*E* in Fig. 6 (vgl. Fig. 5) zeigt diese klaren Auswirkungen eines S—N-Schubes.

Der benachbarte Heilige Berg hingegen zeigt eine anders orientierte Tektonik. Er ist in seiner Gesamtheit nach S—O bewegt, liegt wahrscheinlich auf Steinitzer Sandstein und Auspitzer Mergel und wird mit Sicherheit von diesen Schichtgliedern überlagert. Seine Baurichtung ist somit dieselbe, welche den Maidenberg-S-Rand und den Kesselberg-S-Teil auszeichnet. Profil *F*—*G* in Fig. 6 (vgl. Fig. 5) gibt ein Profil durch den Heiligen Berg und zeigt die Ähnlichkeit mit den Profilen *A*, *B* und *B*, *C*.

Bei weitem die machtvollste Bewegung unter allen ist die durch O—W-Schub hervorgerufene (Fig. 7 oben). Sie tritt, wenn man vom Heiligen Berg absieht, überall auf. Die starke Beteiligung von N—S- und S—N-Schüben aber zeichnet das ganze Gebiet aus.

Die einzelnen Schübe zeitlich zu ordnen und mit Bewegungen und Bewegungsrichtungen in den Alpen zu parallelisieren, ist das nächste Ziel. Zunächst ist festzustellen, daß vorgosauische Tektonik gänzlich zu fehlen scheint, denn die fossilführenden glaukonitischen Sandsteine und Mergel des Turons liegen zwar mit Hiatus, aber konkordant auf Ernstbrunner Kalk (Jüttner, 1922, 1933, 1940 *b*). Dies wäre auch bei Einbeziehung der Pollauer Klippen in die alpine Tektonik, welche, wie gleich noch gezeigt wird, abgelehnt werden muß, aus der regionalen Stellung der Pollauer Berge gut verständlich, da diese dann im subbeskidischen Deckenbereich liegenden Gesteinskörper von der mehr auf die zentralen Gebirgszonen beschränkten austriden Tektonik nicht mehr hätten erfaßt werden können. So ergibt sich als untere Altersgrenze für die Gesamtheit der Tektonik in den Pollauer Bergen ein senones, gosauisches Alter. Die obere Altersgrenze der Tektonik wird durch eine über den Tafelberg und vielleicht auch über den Heiligen Berg hinweggehende, anscheinend wenig gestörte miozäne, wohl tortone Einebnung (Mikula, 1927), vor allem aber durch die kaum gestörten tortonen Leithakalke, welche den Klippen aufliegen, als torton festgelegt.

Betrachten wir nun den tektonischen Bau des Turold (Fig. 3), so sehen wir mit aller Deutlichkeit, daß das gesamte durch S—N-Schub charakterisierte Schuppenbauwerk als fertiges gegen W bewegt wurde, wodurch die O—W streichenden Ausbisse der S—N-Überschiebungsflächen an der W-Kante des Turold von der N—S streichenden O—W-Überschiebung glatt abgeschnitten erscheinen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier der S—N-Schub älter ist als der O—W-Schub. (Einen ähnlichen Befund scheint die Analyse des Tafelberg-N-Abfalles [Fig. 4] zu ergeben. Hier ist das fertige S—N-Schuppenwerk deutlich durch den jungen O—W-Schub verschieden weit nach W vorgetrieben worden, wobei die großen Kalkklötze im allgemeinen weiter als die kleinen und die weichen, faltbaren Molassegesteine geschoben wurden.)

Am Maidenberg-S-Abfall schneiden die aus O—W-Schub hervorgegangenen Überschiebungen glatt an den jüngeren, zum Teil W—O streichenden Ausbissen der Überschiebungsflächen einer jüngeren N—S gerichteten Tektonik ab. Noch deutlicher ist dies im S-Teil des Kesselberges zu sehen. Hier liegt der fertige, zum großen Teil in Klentnitzer Schichten verlaufende Schuppenbau der Kesselbergspitze aufgeschoben über dem jüngeren Ernstbrunner Kalk der ⌖ 462. Der O—W-Schub muß also älter als der N—S-Schub sein.

Wir gelangen damit zur Erkenntnis einer Abfolge von Schuppungsrichtungen, welche mit S—N-Schub beginnt, sich mit O—W-Schub fortsetzt und mit N—S-Schub endet.

Der S—N-Schub läßt den Tafelbergjura, den Jura der Klippe südlich vom Turold und nördlich vom Tafelberg allem Anschein nach noch über Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein, also auf Mittel- bis Oberoligozän fahren, ist also innerhalb der Zeitspanne von der obersten Kreide bis mindestens zum untersten Miozän (Aquitan, Unterburdigal) wirksam. Das entspricht zeitlich der laramischen Hauptgebirgsbildungsphase der W-Karpathen, welche ins oberste Senon und ins Paläogen fällt, aber auch der pyrenäischen Hauptgebirgsbildungsphase der N-Alpen, in welche der aquitane Schlier (z. B. am Buchberg bei Öd, im Fenster von Schaitten und Rogatsboden [N. D.] usw.) noch einbezogen ist. Der jüngere O—W-Schub, die Hauptgebirgsbildungsphase der Pollauer Berge, treibt die Kalkschollen und Juraklippen samt ihrer Hülle von eozäner bis oberoligozäner Molasse über den die Senke zwischen den Pollauer Bergen und dem O-Rand der Böhmischen Masse erfüllenden Neogen-Schlier und das bes-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

kidische Saiz-Rakwitzer Eozän (Maguradecke) über die subbeskidische Molasse, wie Jüttner (1940 *a*, *b*) dargelegt hat. „Die Hauptfaltung" muß demnach „zwischen Oligozän und Helvet... vor sich gegangen sein" (Jüttner, 1940 *b*, S. 38). Da nun, wie wir gesehen haben, die dem O—W-Schub vorangehende S—N-Tektonik bis ans Burdigal reicht, kann sich der O—W-Schub erst im Burdigal ausschlaggebend bemerkbar machen. Das Alter des gefalteten und überschobenen Schlier ist mikropaläontologisch leider nur zum Teil genauer stratigraphisch festgelegt. Es ist aber sicher, daß er und damit die Wirkungsphase des O—W-Schubes unteres Helvet noch umfaßt. Diese Zeit entspricht zugleich der des Wirkens des O—W-Schubes in den O-Alpen (steirisch), welche auch dort auf den S—N-Schub folgt.[1]

So bleibt für den den Gebirgsbau beschließenden S—N-Schub die Zeit des mittleren und oberen Helvet, die Zeitspanne der attischen Phase, denn im Torton erlischt die Gebirgsbildungsphase in unserem Gebiete, wie bereits oben erwähnt, fast völlig. Die Überschiebungstektonik wird nun von einfacher Bruchtektonik abgelöst. Zeitlich geht dieser N-Schub wohl mit jenen jungen „Rückfaltungen" zusammen, welche man z. B. am Wiener Beckenrand als Rückfaltungen gegen das einsinkende Wiener Becken aufgefaßt hat (Friedl) (und welche dort demnach nach dem endgültigen Einbruch ebenfalls an der Wende von Helvet und Torton entstanden sein müßten). Solche „Rückfaltungen" wurden aber nicht nur in der Nähe des Wiener Einbruchbeckens festgestellt, sondern auch andernorts, in den Alpen, und Karpathen, z. B. in der Hochalmgruppe durch Angel, am N-Rand der Tuxer Tauern durch Blesner, in den Dolomiten durch Ogilvie Gordon und v. Pia, am S-Rand der Magurazone und in der inneren karpathischen Klippenzone durch Uhlig, an Orten also, welche einer Disposition zu „Rückfaltungen" durch Einbrüche sicherlich unverdächtig sind. Man wird daher wohl richtiger von N—S-Schüben als von „Rückfaltungen" sprechen müssen, umso eher, als die N—S-Tektonik nur teilweise mit Faltung einhergeht (Flyschzone bei Wien, Tuxer Tauern) und auch erhebliche Überfahrungen kennt (Hochalmgruppe, Dolomiten, Pollauer Berge). Stellen wir die zeitlichen Verhältnisse der einzelnen Schübe zusammen und denen in den Alpen und Karpathen gegenüber, wie in der nachstehenden Tabelle, so lesen wir daraus mit großer Klarheit ab, daß der O—W-

[1] Ein etwas größeres savisches Alter hat Cornelius (1940) angenommen; Ampferer (1939) hingegen gelangt zu einem noch wesentlich jüngeren, post- oder jungmiozänen, also attisch-rhodanischen Alter.

Schub in den Pollauer Bergen zeitlich nach der Hauptgebirgsbildungsphase der Karpathen und der Alpen liegt und zeitlich mit den regionalen O—W-Schüben der Alpen zusammenfällt. Damit steht fest, daß die Pollauer Berge als Teil der alpin-karpathischen Abbiegung eine, vor allem nach Dimension, wenn vielleicht auch nicht nach Intensität, großartige Erscheinungsform des regionalen O—W-Schubes darstellen. Vor dem im Bereich der

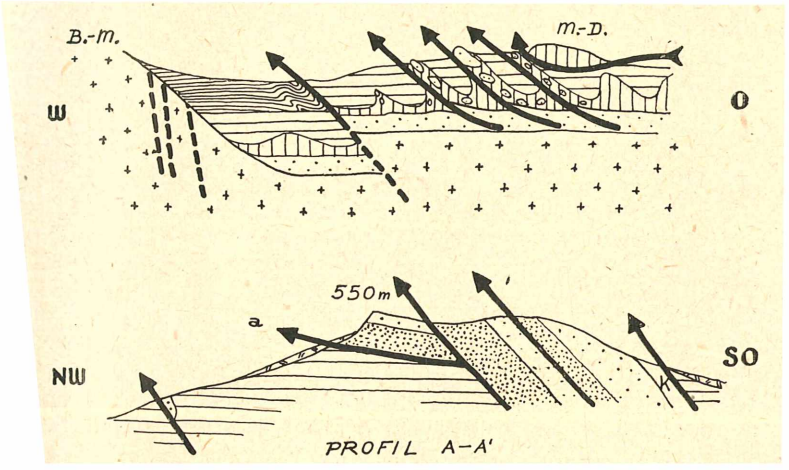

Fig. 7.

Oben: Schematisches Sammelprofil durch die Pollauer Berge nach K. Jüttner, 1940, zeigt die ausschlaggebende Bedeutung des O—W-Schubes für die Entstehung der Pollauer Berge durch Scherung und Aufschuppung. Kreuze = Kristallin. Sonstige Signaturen wie Fig. 4. B. M. = Böhmische Masse. M.-D. = Maguradecke.

Unten: Profil durch den Maidenberg nach K. Jüttner, 1933 *b*, zeigt die W-Bewegung der Kalkschollen durch O—W-Schub. Unregelmäßige Striche = Schutt. Sonstige Signaturen wie Fig. 4.

Pollauer Berge sehr wahrscheinlich in die steirische (insubrische) Phase gehörigen O—W-Schub sind also allem Anschein nach die Karpathen nur durch flachwelliges Hügelland[1] verbunden gewesen. Bei der Besprechung der Tektonik des Wiener Beckens werden wir noch auf diesen Schluß zurückkommen. Alpen und Karpathen sind offenbar erst im Burdigal und unteren Helvet miteinander durch die Emporfaltung der alpin-karpathischen Abbiegungszone verschweißt worden: Ein Schluß, der für die Paläogeographie

[1] Aufragungen von Ernstbrunner Kalk sind durch Ernstbrunner Kalk führende Konglomerate für das Alttertiär belegt (Jüttner, 1932).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Phasen nach Schmidt 1922	Phasen, internat. Bezeichnung	Alter	Schub-richtung
Jurassisch-kretazisch	Spätkimmer + austrisch	Vorgosau	S→N
—	laramisch-pyrenäisch	Obersenon + Paläogen	S→N
Tauernphase	savisch	Oligozän + Unterburdigal	S→N
Insubrisch	steirisch	Oberburdigal + Unterhelvet	O→W
Ötztaler Phase	attisch	Oberhelvet	N→S
Jüngste Bewegung	rhodanisch-wallachisch jüngste Bewegung	Posthelvet bis heute	O→W

des Tertiärs von nicht geringer Bedeutung ist und vielleicht nicht nur einen Schlüssel für die Erklärung der differenten faziellen Ausbildung der neogenen Sedimente (normale Fazies und Schlier) beinhaltet,[1] sondern auch mit großer Entschiedenheit gegen die von anderer Seite in neuerer Zeit behauptete „Konstanz der Beckenrahmen" (Hromatka, Rikovsky) spricht. Die Trockenlegung des außeralpinen Wiener Beckens an der Wende vom Burdigal zum Helvet ist ohne Zweifel ein Ausdruck der postsavischen O—W-Tektonik, der Bildung des alpin-karpathischen Verbindungsgebirges.

Basierend auf den ausgezeichneten Arbeiten von K. Jüttner, in welchen — wenn auch meines Wissens damals noch unausgesprochen — bereits der Schluß auf die junge Entstehung der Pollauer Berge lag, wagte K. Friedl als erster mit der alten Auffassung zu brechen und die Pollauer Berge aus dem alpinen Deckenschema zu lösen, indem er ihnen eine Stellung als äußerste, westlichste Antiklinale („Staazer Falte") des inneralpinen Wiener Beckens, welche dieses vom außeralpinen Wiener Becken trennen sollte, zuwies. (Friedl, 1927).

Wie im nächsten Abschnitte dargestellt werden wird, sind aber die gewaltigen Längsantiklinen des Wiener Beckens, genauer

[1] Schon Kober hat vermutet, daß der Wandel der Sedimentationsverhältnisse von Flysch- zu Molassebildung auf Gebirgsbildung zurückgeht, allerdings machte er oligozäne Schübe hiefür verantwortlich (Kober, 1926, S. 79).

Westkarpathen W-Ende	Ostalpen O-Rand	Pollauer Berge	Schlierbecken und Wiener Becken (Beckenfüllung)
stark	stark	fehlt	—
Hauptphase	**Hauptphase**	stark	—
stark			Senkung: Schlierbecken
stark	**stark**	**Hauptphase**	Senkung: **Hauptphase**
schwach	schwach	schwach	schwach
(?) schwach	fehlt	fehlt	Einbruch des inneralpinen Beckens abklingend

gesagt der Beckenfüllung, das Werk des späten, bereits abklingenden O—W-Schubes vom Torton an bis heute. Mit diesen Antiklinen kann also die „Staazer Antikline" füglich nicht vereinigt werden. Doch weist der Beckenuntergrund Antiklinen auf, deren Entstehung vortortonisch ist (und welche tortonisch und nachtortonisch noch weiter aufgestaucht wurden, wie die Schweremessungen im Wiener Becken ergeben haben). Diesen NW—SO streichenden älteren Antiklinen gehört zweifellos auch der Pollauer Klippenzug und seine südliche Fortsetzung an. Die Pollauer Klippenberge als äußerste, zerrissene und in Schuppenstruktur übergegangene Antikline der zum größten Teil heute in der Tiefe des Wiener Beckens begrabenen NW—SO-Falten des Beckenuntergrundes aufzufassen, hat seine volle Berechtigung.

Zum Abschluß dieses Abschnittes möchte ich nicht verabsäumen, einen wenn auch nur flüchtigen Blick auf die tektonischen Verhältnisse der W-Karpathen zu werfen. Auch hier haben wir nach allem, was wir bisher gesehen haben, ebenfalls irgendwelche Auswirkungen des O—W-Schubes zu erwarten. Dem ist auch in der Tat so. Im W—O-streichenden Teile der W-Karpathen ist allerdings über O—W-Schub bis heute nichts bekanntgeworden, doch weiß man, daß sich in seiner streichenden westlichen Fortsetzung, welche schon die Abbiegung in die SW—NO-Richtung zeigt, die Intensität der Tektonik gewaltig steigert. So ist z. B. die Zentralzone im W—O-streichenden mittleren Teile in nur kleinen Schuppen mit schlesischer Unterkreide auf die (äußere)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Krosnozone aufgeschoben. Diese nach NO überschlagenen Isoklinalfalten und Schuppen gehen aber im westlichen Teile in richtige Deckenstruktur über. Die Krosnozone selbst ist im O nur in große Falten gelegt, gegen W hingegen stark NW-bewegt und stark schuppenartig vorgeschoben (Schaffer, 1941, S. 692). Dieses Phänomen kann keine andere sinnvolle Erklärung finden, als durch die Annahme einer aus dem O-Sektor wirkenden Kraft, welche sich unter den gegebenen Verhältnissen im SW—NO-streichenden Teile der W-Karpathen natürlich weit stärker auswirken konnte als etwa im W—O-streichenden. Diese „Kraft aus dem O-Sektor" ist aber gleichbedeutend mit unserem miozänen O—W-Schub.

Sehr wesentlich für die im letzten Abschnitte gegebene Beurteilung der Wirkungsweise des O—W-Schubes ist hier die Erkenntnis, daß der O—W-Schub im Bereich des westlichen Karpathenendes ältere bereits vorhandene, aus S—N-Schüben hervorgegangene Strukturen (Schwächestellen) erfaßt und in seiner Weise weiterentwickelt und ausbaut.

Literatur.

Ampferer O., Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. Z. Deutsch. Geol. Ges., *92*, 1940.

Beck H. u. Vetters H., Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beiträge z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. usw., *16*, 1904.

Friedl K., Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *23*, 1930.

Gläßner M., Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., *81*, 1931.

Jüttner K. & H. Thanel, Exkursion nach Nikolsburg und den Pollauer Bergen. Mitt. d. Naturwiss. Vereines an der Univ. Wien, *12*, Wien 1914.

Jüttner K., Entstehung und Bau der Pollauer Berge. Verl. A. Bartosch, Nikolsburg 1922.

— Die Rutschgebiete an den Hängen der Pollauer Berge. Firgenwald, *4*, Reichenberg 1931.

— Das Meer als Formenbildner der Pollauer Berge. Deutsch-mähr.-schles. Heimat 1932.

— Über exotische Einschlüsse im Flysch der Pollauer Berge. Zvlastni otisk z vestniku St. Geol. Ust. Csl. Rep. 1932, H. 1 (b).

— Der Heilige Berg und die Wasserversorgung von Nikolsburg. Heimatbl. f. d. Nikolsburger Bez., Folge 1, 1933 (a).

— Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, *64*, 1933 (b).

— Die tektonische Stellung der Pollau-Nikolsburger Juraberge. Firgenwald, *7*, Reichenberg 1934.

— Die Flyschzone im unteren Thayalande. Firgenwald, *11*, Reichenberg 1938 (a).

Jüttner, K., Das Nordende des niederösterreichischen Flysch. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1938 (b).

— Das Neogen des unteren Thayalandes. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1938 (c).

— Aufschlüsse als geologische Dokumente im unteren Thayalande. Jahrb. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforsch., *89*, 1939.

— Die erdgeschichtliche Entwicklung des unteren Thayalandes. Nikolsburg 1940 (a).

— Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. Mitt. d. Zweigst. d. Reichsst. f. Bodenforschung, *1*, 1940 (b).

Kühn O., Eine Jurakoralle aus der Klippe von Staaz. Verh. d. Reichsanst. f. Bodenforsch., 1939.

Matejka A. u. Andrusov D., Aperçu de la géologie des carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des regions avoisinantes. Knihovna geol. ust. Československ. Rep., *13*, 1931.

Mikula H., Die Pollauer Berge als Landschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, *70*, 1927.

Paul C. M., u. Andrian F. v., Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im Nordwesten Ungarns. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., *14*, 1864.

Petraschek W., Zur Frage des Waschberges und der alpin-karpathischen Klippen. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1914.

Rzehak A., Beiträge zur Kenntnis der karpathischen Sandsteinzone Mährens. Annal. d. Franzensmus. Brünn, *3*, 1897 (1898).

— Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg in Mähren. Z. d. Mähr. Landesmus., Brünn 1902 u. 1903 (I. u. II. T.).

— Das mährische Tertiär. Prag 1922.

Schaffer F. X., Lehrbuch der Geologie, II. Teil. Regionale Geologie, Wien 1941.

Sommermeier L., Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. Petroleum, *34*, 1938.

Spengler E., Der geologische Aufbau der Westkarpathen. Samml. gemeinnütz. Vortr. Herausgeg. v. Deutsch. Verein z. Verbr. gemeinnütz. Kenntn. Prag 1937.

Spath, H. Revision of the jurassic cephalopod fauna of Katch (Cutch). P. t. VI, Paleontologia Indica n. s., *9*, mem. 2, 1933.

Swiderski B., Sur l'arc des carpathes occidentales. Mitt. d. Schweiz. Geol. Ges., *26*, 1933.

Tercier I., Sur l'extension de la zone ultra-helvetique en Autriche. Eclogae Geol. Helv., *29*, 1936.

Trauth F., Über die Stellung der pienninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *24*, 1931.

Uhlig V., Der pienninische Klippenzug. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, *40*, 1890.

— Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig 1903.

— Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., *116*, 1907.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Vetters H., Über die Tektonik des nordöstlichen Niederösterreich und der Isoseistenverlauf des Schwadorfer Bebens. Intern. Z. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau u. Geol., Wien 1931.

— und Beck H., Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beitr. d. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. und des Orients, *16*, 1904.

Winkler A. v., Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *78*, 1928.

— Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, *83*, 1933.

Zapletal K., Übersicht über die Geologie der tschechoslowakischen Karpathen. Geol. Rundschau, *21*, 1930.

IV. Tektonische Analyse und Nachweis einer O—W-Bewegung im inneralpinen Wienerbecken.

Ein etwa 200 *km* langer und bis 60 *km* breiter Streifen der alpin-karpathischen Abbiegung liegt heute unter mehreren 1000 *m* jungtertiärer Sedimente begraben in der Tiefe: das Wiener Becken. Über 3000 *m* Mächtigkeit erreicht die Beckenfüllung und um denselben Betrag ist das Hügelland, das gleich den Pollauer Bergen wohl erst an der Burdigal-Helveten-Zeitenwende entstanden war und bis zum ausgehenden Helvet die Alpen mit den Karpathen verband (vgl. Abschnitt III), versunken. Wir haben schon im II. Abschnitt — bei der Besprechung der Knickstrukturen am Alpen-O-Rande — festgestellt, daß eine Druckwirkung aus dem über 3000 *m* tiefen, mit plastisch-weichen Sedimenten erfüllten Beckenraum auf die kompakten Gesteine der westlichen Beckenumrandung undenkbar ist. Es erhellt daraus, daß die N—S-Strukturen des Kalkalpen-O-Randes noch vor dem Niederbruch des Beckens oder spätestens in einem frühen Stadium der Beckenbildung, als das sinkende Grundgebirge noch nicht jene gewaltige Tiefenlage erreicht hatte, entstanden sein müssen. Mit dem endgültigen Niederbruch des Beckens im Oberhelvet muß notwendigerweise ein O—W gerichteter Druck in der Gegend der westlichen Beckenumrandung erlöschen.

Anders liegen die Verhältnisse in der abgesunkenen Scholle des Wiener Beckens. Diese liegt nach wie vor eingespannt zwischen den Preßbacken der alpidischen und variszischen Blöcke. In ihr kann ein O—W-Schub, wenn überhaupt vorhanden, noch zur Auswirkung kommen.

Ob wir solche Wirkungen im versunkenen Basalgebirge des Beckens und in der Beckenfüllung feststellen können oder nicht, soll im folgenden untersucht werden.

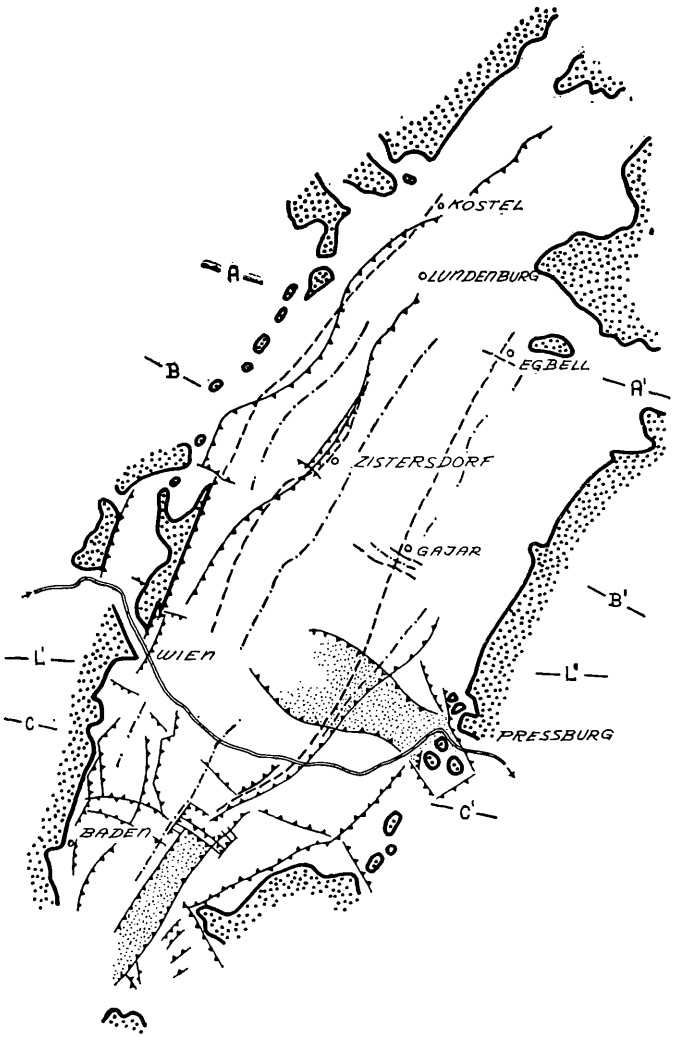

Fig. 8.

Tektonisches Kärtchen des Wiener Beckens auf Grund der Arbeiten von K. Friedl, W. Petraschek, J. Stiny und R. Janoschek. Zahnlinien = Brüche (Zähne zeigen zur abgesunkenen Scholle). Strichliert = Antiklinen. Strichpunktiert = Synklinen. Dicke Punkte = Grundgebirge. Kleine Punkte = junge Senkungsfelder.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Wir verdanken es der geophysikalischen Forschung der letzten 20 Jahre, wenn wir heute über den Bau des Wiener Beckens recht gut unterrichtet sind. Die rege betriebene Erdölsuche hat auch für die reine Wissenschaft überaus Wertvolles erbracht. Die Durchforschung mit der Drehwaage und dem Thyssen-Gravimeter (Siemens, 1940) hat uns über die Morphologie des versunkenen Grundgebirges unterrichtet und die geoelektrische Schurfmethode Sundbergs (Friedl, 1924) sowie neueste seismische Refraktions- und Reflexionsmessungen (Lückerath, 1941) haben die Tektonik der Beckenfüllung enthüllt. Es sind besonders die Namen H. v. Boeckh (1914), F. v. Pavai-Vajna (1925, 1927), K. Friedl (1922, 1927, 1929, 1936), R. Schumann (1921/22), H. Vetters (1910, 1914, 1926, 1931), A. v. Winkler-Hermaden (1928) und W. Petraschek (1921/22, 1923, 1925), G. Siemens (1940), an welche sich die tektonische Erforschung des Wiener Beckens knüpft.

Die Tektonik des Wiener Beckens wird von gewaltigen Brüchen und flachen Falten beherrscht, wobei der Gebirgsbau der Beckenfüllung im wesentlichen ein Abbild der Tektonik des Grundgebirges darstellt. Das annähernde Zusammenfallen der Antiklinalen und Synklinalen der Beckenfüllung mit der Streichrichtung des Grundgebirges ist ebensowenig ein Zufall wie die Orientierung der etwa gleichlaufenden Hauptbrüche. Auch für die von orientierten Längs- und Querbrüchen, bzw. Flexuren umrahmten und bedingten, nach O sich vertiefenden Senkungsfelder (z. B. Quersenke von Lassee, Längssenke von Moosbrunn-Mitterndorf [vgl. Stiny, 1932]) kommt eine andere Verursachung als eine Senkung des Grundgebirges kaum in Frage.

Schließen wir dergestalt von der Tektonik der Beckenfüllung auf den Gebirgsbau des versunkenen Beckengrundes, so sehen wir uns vor eine Reihe orientierter Strukturen gestellt, deren Entstehung oder mindestens tektonische Aktivität durch ihre Abbildung im Jungtertiär als neogen nachgewiesen ist. Fig. 8 bringt ein Übersichtskärtchen der größten bisher bekannten Störungslinien. Schon bei oberflächlicher Betrachtung der Fig. 8 zeigt sich eine gewisse Regelmäßigkeit der Linienführung, welche das Kluftdiagramm (Fig. 9) klar herausstellt. Das tektonische Bild des Wiener Beckens wird bestimmt von gewaltigen Längsbrüchen, an welchen Verstellungen von meist mehreren 100 *m* (bis 2000 *m* [!] sind beim Steinbergbruch nachgewiesen) vor sich gegangen sind, sowie von in ihrer Anlage älteren Längsantiklinen (Friedl, 1922, S. 26). Daneben spielen noch Querstörungen, welche mehr oder minder senkrecht zu den Längsbrüchen und Längsantiklinen

stehen und mindestens zum Teil gleichzeitig mit den Längsstörungen aktiv waren, eine gewisse Rolle. Östlich der Beckenlängsachse liegen die großen, jungen, nach O einfallenden Senkungsfelder. Unabhängig von den Längsbrüchen, aber doch mit ihnen etwa gleichlaufend, durchstreichen die Antiklinalen mit ihren ölführenden Domen das Wiener Becken.

Ein Versuch, all diese Erscheinungen mit einfachem Absacken des Grundgebirges und der Beckenfüllung erklären zu wollen, führt zu keinem Ergebnis. Die Folge einer einfachen Nachsackung

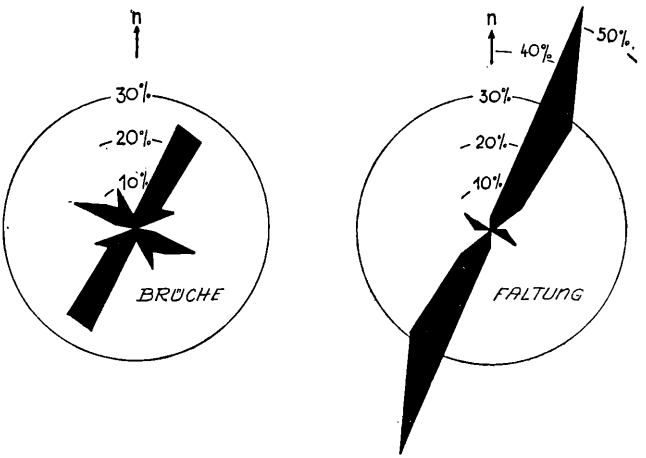

Fig. 9.

Orientierungsdiagramme der tektonischen Richtungen im Wiener Becken. Als Grundlage dient Fig. 8. Ausgezählt nach Prozenten unter Zugrundelegung der Längserstreckung der tektonischen Elemente.

wäre nämlich eine Zerlegung der Beckenfüllung in mehr oder minder konzentrische Bruchstaffeln unter Bildung radialer Stauchungen, welche, wie Fig. 6 zeigt, nicht verwirklicht ist.

Hingegen liefert uns das Vorhandensein NNO—SSW- und NO—SW-streichender Antiklinen einen Hinweis auf senkrecht zu ihrer Erstreckung (also von WNW, bzw. OSO und NW, bzw. SO) angreifende Kompressionskräfte. Es wäre auch sonst gar nicht einzusehen, warum der Beckenfüllung Querantiklinen im allgemeinen fehlen,[1] während die Längsantiklinen das Faltungs-

[1] Von gelegentlichen Ausnahmen, wie z. B. beim Schwadorfer Dom, bei welchem eine kräftige Querantiklinale die Längsantikline kreuzt, abgesehen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

bild beherrschen. Diese Annahme einer einfachen seitlichen Kompression kann aber die gesetzmäßige Verteilung der Bewegungen, welche an den Quer- und Längsbrüchen des Beckens vor sich gehen und von welchen wir bisher die Vertiefung der Senkungsfelder nach O (SO) erwähnt haben, nicht erklären.

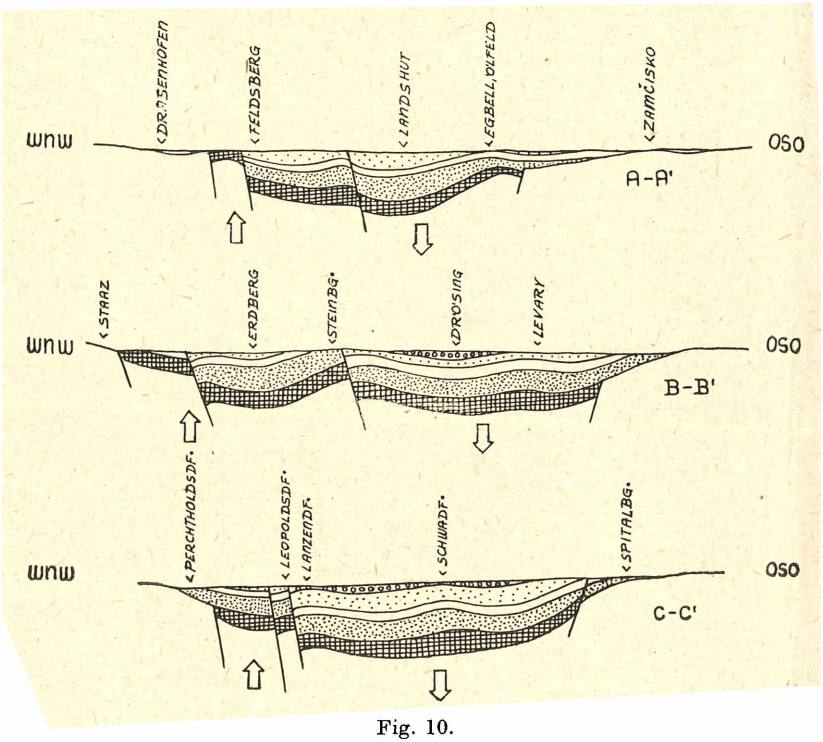

Fig. 10.

Schematische Profile durch das Wiener Becken nach W. Petraschek zeigen deutlich die Hebungstendenz in der westlichen und die Senkungstendenz in der östlichen Beckenhälfte. Die Profile *A'—A'*, *B—B'*, *C—C'* entsprechen den gleichbezeichneten Schnitten in Fig. 8.

Klarere Hinweise auf die Tektodynamik des versunkenen Beckenbodens erhalten wir jedoch aus der Betrachtung der Aktivität der Brüche. Verfolgen wir irgendeines der tieferen Glieder der Beckenfüllung an Querprofilen durch das Becken (Fig. 10), so sehen wir, daß z. B. das bisher vielfach als „Schlier" bezeichnete tiefere Torton (nach Untersuchungen von Grill, 1941) in allen Profilen am Becken-W-Rand zum Ausstrich kommt oder doch

wenigstens in geringer Tiefe anzutreffen ist. Am Becken-O-Rand aber liegt das tiefere Torton immer in großer Tiefe und streicht nirgends zu Tage. Das gleiche gilt vom echten (helvetischen) Schlier, soweit er im inneralpinen Becken vorkommt (Vetters, 1936, unveröffentlichter Vortrag, Andrussov, 1938). Die heutige Höhenlage der westlichen Randschollen, besonders im nördlichen Beckenteil, mit ihrer kräftigen Erosion der tortonen Sedimente zeigt, „daß es sich... bei diesen Brüchen weniger um Senkungen des heute tieferliegenden, als vielmehr um Hebungen des heute

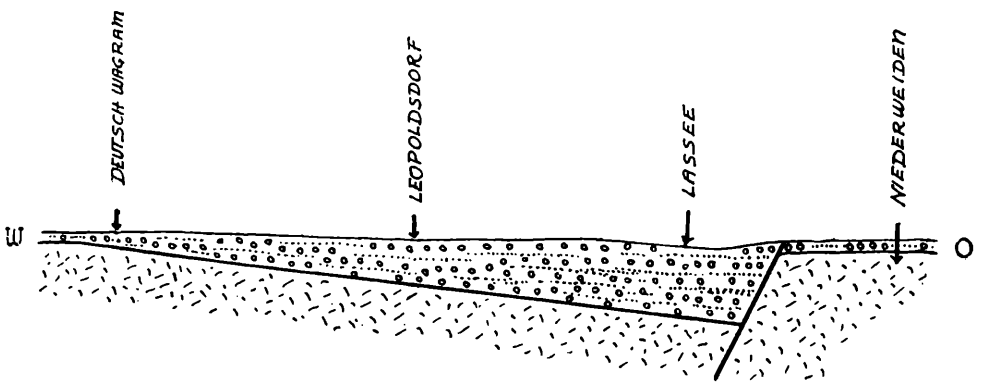

Fig. 11.

Längsprofil durch die diluvial-alluviale Quersenke von Lassee (= Teilstück eines Querprofils durch das Wiener Becken; Schnitt L'—L'' (in Fig. 8) nach J. Stiny, 1932 (S. 83), zeigt die Absenkungstendenz in der östlichen Beckenhälfte. 15mal überhöht. Unregelmäßige Striche = tertiäre, sandige Tegel. Ringe = Marchfeldschotter mit Sandlagen (bei Lassee etwa 50 m mächtig).

höher liegenden Teiles“ handelt (Friedl, 1927, S. 9). Zu den gleichen Feststellungen sind auch Schaffer und Stini (1932) gelangt. Können wir so in der westlichen Beckenhälfte Hebung und Herauspressung von Schollen feststellen, so begegnet uns ein entgegengesetztes Bild in der östlichen Beckenhälfte. Hier liegen große Einbruchsfelder, welche, wie oben dargestellt, nach O noch weiter absinken (Fig. 11). Was westwärts der Beckenmitte durch Kompression heraus- und hochgepreßt wurde, erscheint ostwärts von ihr durch raumschaffende Tension eingesunken. Wir sehen so einen gewaltigen Gesteinskörper vor uns, in dessen einer Hälfte Kompressions-, in dessen anderer Tensionsspannung herrscht. Solche Spannungs-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

verhältnisse entstehen jedoch nur bei Biegung eines Körpers (Fig. 12). Wir haben demnach den Gesteinskörper des Wiener Beckens als biegebeansprucht aufzufassen.

Es bleibt nun noch zu untersuchen, ob die Orientierung der Ruptursysteme des Wiener Beckens mit den bei Biegebeanspruchung auftretenden Zug- und Druckkräften übereinstimmt.

Nochmals sei festgehalten: die östliche Beckenhälfte zeigt Tensions-, die westliche Kompressionsspannung. Dies deutet auf eine Biegung der Gesteinskörperenden gegen W, bzw. NW. Zu einem derartigen Spannungsverhältnis gehören orientierte Bruch-

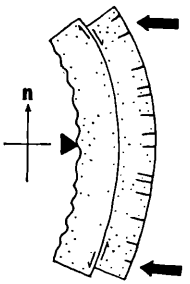

Fig. 12.

Schema der Tektonik des Wiener Beckens als ein durch O—W-Schub gebogener Gesteinskörper. Zerrungsrisse und Absenkungstendenz durch Raumüberschuß im konvexen Teil (O), Stauchungen und Aufpressungen durch Raumverkleinerung im konkaven Teil (W), Horizontalverschiebungen entlang von Längsbrüchen. (Schema der „Echten Faltung durch Knickung [und Biegung] mit Sehnenverkürzung" nach H. Cloos, 1936, Fig. 147.)

systeme, welche sich sowohl theoretisch wie auch experimentell ermitteln lassen.

Die Hauptspannungslinien eines in Biegung befindlichen Körpers verlaufen im größten Teile des Körpers etwa konzentrisch zum Krümmungsmittelpunkt (vgl. Schmidt, 1932, S. 124ff.). Senkrecht zu diesen Hauptspannungslinien setzen die Zerreißungslinien an, welche demnach mehr oder minder radial vom Krümmungsmittelpunkt ausstrahlen. Bei starren Körpern bilden sich nur an der konvexen Seite solche Zerrungsbrüche, bei leichter verformbaren an der Konkavseite Stauchungen, Queraufwölbungen, unter Umständen (geringe Elastizität, begrenzte Verformbarkeit) Brüche mit Hebungstendenz. Auf den vorliegenden Fall angewandt, stellen diese Störungen die Querantiklinen und Quer-

brüche des Wiener Beckens dar, entlang welchen in der Becken-W-Hälfte (der konkaven Seite) Aufpressungen, in der Becken-O-Hälfte (der Konvexseite) Absackungen vor sich gehen. Durch diese Zerrungs- und Stauchungsstörungen können die Längenverschiebungen, welche beim Biegen von Körpern auftreten, ausgeglichen werden. Werden jedoch geschichtete Körpersysteme, wie etwa die Gesteinsserie des Beckenuntergrundes eines darstellt, um einen Krümmungsmittelpunkt, der außerhalb der Schichtebenen liegt, gebogen, so tritt infolge struktureller Vorzeichnung noch eine andere Art des Ausgleiches der Längenverschiebungen auf, welche von gleitenden Bewegungen entlang den Schichtflächen, die dann — wie so oft — als Verschiebungsflächen fungieren, begleitet sind (Fig. 10). Diese Schichtgleitflächen sind also primär Bahnen einer Horizontalverschiebung, werden aber im östlichen Beckenteil als bereits vorhandene Schwächestellen des Gesteinsgefüges, späterhin als Gleitbahnen für Vertikalbewegungen benützt, welche die Auffüllung des im Zugsspannungsbereich auftretenden Raumüberschusses zum Ziele haben. Ein schönes Beispiel hiefür bietet in erster Linie die Moosbrunn-Mitterndorfer Längssenke.

Begreifen wir so das Wiener Becken als biegebeanspruchten Gesteinskörper — eine Auffassung, welcher schon Schaffer (1927, S. 50) zuneigte[1] —, so muß uns klar sein, daß die Tektonik der Beckenfüllung, bzw. der des älteren Schlierbeckens,[2] welche mehr oder minder eine Abbildung der Tektonik des Beckenuntergrundes darstellt, nur die letzten Phasen der Gebirgsbewegungen widerspiegelt. Was an Tektonik vor dem Einbruch des Wiener Beckens bestand, ist unabgebildet geblieben und höchstens bei Reaktivierung alter Störungssysteme auf den Gebirgsbau der Beckenfüllung übertragen worden. Zeigten uns demnach die Randgebirge des Wiener Beckens (Abschnitt II und III) in den Pollauer Bergen und am Kalkalpen-O-Rand bei Wien die Tektonik bis zum Zeitpunkte des Einbruches des Wiener Beckens, so weist uns das Letzterwähnte die gebirgsbildenden Bewegungen, welche nach seinem Einbruch vor sich gingen. Wir müssen uns also dessen bewußt sein, daß die im Wiener Becken beobachtbaren Erscheinungen des O—W-

---

[1] Biegungs- und rotative Beanspruchung großer alpiner Gesteinsmassen hat schon Sander (1921) festgestellt. Im Raxgebiet haben später Lahn (1930) und Cornelius (1937) Drehbewegung nachgewiesen. Alle diese Bewegungen sind möglicherweise mit O—W-Schub in Verbindung zu bringen. Winkler (1928) hat eine Mitwirkung „dinarischer" Schübe in Erwägung gezogen.

[2] Dessen Sedimente nicht als Füllung des inneralpinen Wiener Beckens gelten können! Sie sind — wohl attisch — durch N—S- oder S—N-Schub mit Flysch verschuppt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Schubes nur einen Bruchteil der Gesamtwirkung dieser Bewegung darstellen.

Für die zeitliche Einordnung des O—W-Schubes im Wiener Becken kommen folgende Gesichtspunkte in Betracht: Das Relief des Grundgebirges unter der Beckenfüllung ist, wie aus Drehwaagenmessungen hervorgeht, von gewaltigen Brüchen und sanften antiklinalen Aufwölbungen (welche den Brüchen und Antiklinen der Beckenfüllung genau entsprechen), beherrscht. D. h. das Relief des Beckengrundes ist konform mit der Tektonik der Beckenfüllung und teilweise altersgleich mit letzterwähnter. Dies geht so weit, daß man aus der mittels Drehwaage festgestellten Konfiguration des Beckenbodens praktisch (erdölgeologisch) brauchbare Schlüsse auf die Tektonik der Beckenfüllung zu ziehen imstande war (Friedl, 1927). Das Relief des Beckengrundes scheint (S. 27) vor dem Einsetzen der Bruch- und Faltungstektonik im Becken ein der Wirkung des O—W-Schubes entsprechendes, akzentuiertes, etwa den Pollauer Bergen gleichendes, also hügeliges gewesen sein. Die Reliefenergie, wie sie etwa die Randgebirge des Beckens im S von Wien zeigen, setzte sich unter dem Becken nicht fort. Die Feststellung begrabener Hügel mit Flyschschuttumhüllung (Schlier) durch Gravimetermessungen und Bohrungen hat diesen Schluß bestätigt. Der Schichtverlauf der Beckenfüllung mit seinen großen Störungen ist demnach weniger ein Abbild eines begrabenen Reliefs als vielmehr ein jungtektonisch angelegter. Hiefür sprechen noch weitere Tatsachen; so die, daß die Schichtmächtigkeiten der Beckenfüllung in den Antiklinalscheiteln geringer sind als in den Synklinalen. Anscheinend hat also während der Sedimentation der Beckenfüllung die Auffaltung der Antiklinalen angedauert. Daß sich diese Auffaltung auch noch nach Abschluß der tertiären Sedimentation fortgesetzt hat, ja auch heute noch nicht beendet ist, zeigen die Störungen und geringen Schiefstellungen diluvialer Sedimente ebenso wie die jungen Flußablenkungen (z. B. das Ausweichen der March um den Dom von Gajar). Ebensowenig ist die Bruchtektonik zum Stillstande gekommen. Wie Stini (1932) zeigen konnte, sind die Senken von Lassee und Moosbrunn-Mitterndorf rezenter Entstehung. Allem Anschein nach haben wir im Wiener Becken in dieser Beziehung ein Gegenstück zur Kleinen Ungarischen Tiefebene vor uns, in welcher durch Pavai-Vajna (1927) rezente Bewegungen mit Sicherheit festgestellt worden sind.

So erkennen wir, daß die Wirkungen des O—W-Schubes von der Zeit des Einbruches des Wiener Beckens bis heute nicht zum Stillstand gekommen sind. Freilich war die Intensität des

Schubes nicht immer gleich stark und seit dem ausgehenden Pannon befinden wir uns in einem Stadium, in dem sich allem Anschein nach die Intensität im Abklingen befindet. Das tiefste tertiäre Schichtglied, welches tektonisch eigentlich noch zum Grundgebirge gehört, der Schlier, zeigt die stärkste O—W-Bewegung. Seine lebhafte Längsfaltung ist später — anscheinend attisch — durch Schübe aus dem N- oder S-Quadranten (wahrscheinlich aus dem N-Quadranten, vgl. Tabelle, S. 28/29) mit Flysch verschuppt worden (Friedl, 1927). Manche der Querstörungen, welche sich in der inneren Beckenfüllung anzeigen, mögen damals (attisch) angelegt worden sein und standen dann dem späteren O—W-Schub als Schwächestellen zur Verfügung. Über den Schlier geht eine Erosionsdiskordanz hinweg, über welcher dann inununterbrochener Folge Sedimente des Torton, Sarmat und Pannon mit nur geringen marginalen Erosionsdiskordanzen folgen. Ihre Faltungstektonik ist viel weniger intensiv als die des Schliers. So fällt im Wiener Becken der Hauptschub aus O zeitlich mit der Sedimentation des Schliers im Schlierbecken bis zum Einbruch des inneralpinen Beckens zusammen, damit im wesentlichen ins Burdigal und gehört demnach in die steirische (insubrische) Phase wie der O—W-Schub in den Pollauer Bergen und am Kalkalpen-O-Rand. Wir leben aber allem Anschein nach auch heute noch in einer Zeit abklingenden O—W-Schubes, welcher sich in den leicht verformbaren Sedimenten der Beckenfüllung durch weitere Aufwölbung der Längsantiklinen und Domungen äußert.

Literatur.

Boeckh H. v., Einige Bemerkungen über das Vorkommen fossiler Kohlenwasserstoffe in der Marchniederung und in der Großen Ungarischen Tiefebene. Zeitschr. d. internat. Ver. d. Bohring. u. Bohrtechn., 1914, Nr. 5.

Cloos H., Einführung in die Geologie, Berlin 1936.

Friedl K., Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verh. d. Geol. Bundesanst., 1922.

— Die Erdöllagerstätten der tschechoslowakischen Republik, regionalgeologisch betrachtet. Petroleum, 1923, Nr. 12.

— Über jüngste Erdölforschungen im Wiener Becken. Petroleum, 1927, Nr. 6.

— Zur Frage der im Wiener Becken vorhandenen großen Verwerfungen. Mitt. d. Geol. Ges., *12*, 1929.

— Bemerkungen über das Gasfeld von Oberlaa und das Erdöl am Steinberg bei Zistersdorf. Zeitschr. f. Bohrtechn., Erdölbergb. u. Geol., 1933, H. 15.

— Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. F. E. Sueß-Festschr. d. Geol. Ges., Wien 1936.

— Das Ölfeld von Zistersdorf in Niederösterreich. Petroleum, 1937, H. 27.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Friedl, K., Erdöl in Österreich. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutsch. Reich, 1937, H. 6.

Grund A., Die Veränderungen der Topographie im Wiener Wald und Wiener Becken. Geogr. Abh., *7*, Leipzig 1901.

Hassinger H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh., *7*, 1905.

— Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umgebung. Penck, Festb., 1918.

Helmer L., Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Ein Beitrag zur Kenntnis des inneralpinen Wiener Beckens nördlich der Donau. Österr. Bundesverl., Wien u. Leipzig 1928.

Janoschek R., Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. Öl und Kohle, H. 6/8, 1942.

Kleb M., Das Wiener-Neustädter Steinfeld. Geogr. Jhr. Ber. aus Österr., *10*, 1912.

Knett J., Vorläufige Mitteilung über die Fortsetzung der Wiener Thermallinie nach Norden. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1901.

Kober L., Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926.

Koch G. A., Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Verl. Schworella & Haiek, 1907.

Kölbl L., Über Querstörungen der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Verh. d. Geol. Bundesanst., 1923.

Küpper H., Zur Auflösung der Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 1927.

Maier O., Über das elektrische Schürfen auf Erdöl. Allg. österr. Chem. u. Techn. Ztg., 1926, Nr. 14.

— Erdbeben und Bau des Wiener Beckens. Petroleum, 1929, H. 14.

Pavai-Vaina F. v., Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. Földtani Közlöny, *55*, 1925.

— Die wissenschaftlichen Ergebnisse der ungarischen Kohlenwasserstoff-Forschungen. Petroleum, 1927, Nr. 1 u. 2.

Petraschek W., Der geologische Bau des Wiener Beckens. Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb., *69/70*, 1921/22, H. 4.

— Das Vorkommen von Erdöl und Erdgas in Deutschösterreich. Petroleum, 1923, Nr. 10.

— Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., *73*, 1925, H. 1.

Rzehak A., Das mährische Tertiär. Knihovna statniho geol. ustavu ceskosl. republiky., *3*, Prag 1922.

Schaffer F. X., Geologie von Wien. Wien 1904/1906.

— Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Leipzig und Wien 1927.

Schmidt W., Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.

Schulz F., Zur Polemik über die tschechoslowakischen Erdöllagerstätten. Petroleum, 1924, Nr. 34.

Schumann R., Ergebnisse aus Drehwaagenmessungen im Wiener Becken. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., *69/70*, 1921/22, H. 4.

Slanar H., Grenzen und Formenschatz des Wiener Beckens. Heiderich-Festschr. (L. W. Seidel & Sohn), Wien 1923.

Stiny J., Hebung oder Senkung? Petermann's Mitteil., 1924.
— Das Erdbeben von Schwadorf (Niederösterreich). Mat. pour l'etude de calamités, 1928, H. 18.
— Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *82*, Wien 1932.
Tietze E., Über eine Bohrung in den Neogenschichten bei Göding in Mähren. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1901.
Vetters H., Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberg. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1914.
— Die Bedeutung des Egbeller Erdölvorkommens für die benachbarten Teile Niederösterreichs. Zeitschr. d. internat. Ver. d. Bohring. u. Bohrtechn., 1914.
— Zur Frage der Erdölhöffigkeit des nordöstlichen Niederösterreich. Intern. Zeitschr. f. Bohrtechn., Erdölbergbau u. Geol., 1926, Nr. 19.
— Über die Tektonik des nordöstlichen Niederösterreich und den Isoseistenverlauf des Schwadorfer Bebens. Intern. Zeitschr. f. Bohrtechn., Erdölbergb. u. Geol., 1939, H. 13 u. H. 14.
Waagen L., Bemerkungen über das Gasfeld von Oberlaa und das Erdöl vom Steinberg bei Zistersdorf. Zeitschr. f. Bohrtechn., Erdölbergb. u. Geol., 1933, H. 15.
Winkler-Hermaden A., Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Zentr. Bl. f. Min. usw. 1928, Abt. B, H. 2—5.
— Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien, *78*, 1928.

V. Zusammenfassendes: Charakter und Ausmaß des O—W-Schubes.

Von einem in Beziehung auf Alter nicht genau festlegbaren Fall einer Bewegungsspur des O—W-Schubes konnte in allen besprochenen Beispielen das Alter des O—W-Schubes einwandfrei als Burdigal-Unterhelvetisch festgestellt werden. Der O—W-Schub gehört daher zeitlich der steirischen Phase (insubrische Phase Schmitts, 1922) an.

Das heißt der O—W-Schub ist zeitlich verschieden von den laramisch-pyrenäisch-savischen Hauptschüben der O-Alpen und Karpathen. Demgemäß können wir im O—W-Schub nicht mehr eine lokale Richtung der alpinen Schübe sehen, sondern erkennen in ihm jenen regionalen, nicht an Orogene gebundenen O—W-Schub, von welchem in der Einleitung die Rede war.

Wir haben im Verlauf der Darstellung der untersuchten Gebiete große Differenzen in der Wirkungsweise des O—W-Schubes kennengelernt. In dem einen Gebiet reagiert das Gebirge mit Schlingenbau, Faltung und geringen Überschiebungen, wie im Hauptdolomitgebiet von Pfaffstätten, in einem zweiten Gebiete dagegen mit reiner Faltung, wie im Flyschfaltenkranz von Grub,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

anderswo wieder mit Knickung des Schichtstreichens, wie in der Gosau von Gießhübel, oder mit Brettüberschiebungen und Schuppenstruktur, wie in den Pollauer Bergen, und andernorts schließlich mit weitspannigen Aufwölbungen, wie etwa im Wiener Becken.

Es erhebt sich nun die Frage, ob diese Differenzen in der Wirkungsweise des O—W-Schubes etwa in irgendwelchen lokalen Eigenheiten des Schubes selbst (Geschwindigkeit, Druck usw.) ihre Erklärung finden, oder aber ob das dem O—W-Schub als Baustoff zur Verfügung stehende verschiedenartige Gesteinsmaterial seine Erzeugnisse in der erwähnten Weise modifiziert hat.

Eine Gegenüberstellung der hauptsächlich in Betracht kommenden Gesteine mit den aus ihnen geschaffenen Strukturen ergibt eine weitgehende Übereinstimmung von Bauweise und festigkeitsmechanischem Verhalten der Baustoffe. Die starren, wenig biegsamen, weil vielfach ungeschichteten Jurariffkalke des Pollauer Mesozoikums wurden wie Gleitbretter übereinandergeschoben. Die meist tonig gebundenen Sandsteine des Glaukoniteozäns, welche als leicht faltbar bekannt sind, wurden gefaltet, die vorwiegend kalkig gebundenen Gosaukonglomerate und -sandsteine dagegen in ziemlich scharfe Knickfalten mit steiler Achse gelegt. Der Hauptdolomit wiederum ist zwar ein sprödes und normalerweise kaum faltbares Gestein; in seiner oft bis ins kleinste gehenden Tektonisierung und Mylonitisierung aber — welche eben eine Folge seiner Sprödheit ist — ähnelt er in festigkeitsmechanischer Beziehung weit mehr einem Sandstein oder Konglomerat und neigt daher zur Faltung. Die weichen und plastischen Sedimente des Wiener Beckens wieder neigen zu weitspannigem Faltenwurf, welcher nur von den Abbildungen der Brüche des Beckenbodens unterbrochen wird. Wir können als aus dem differenten tektonischen Verhalten verschiedener Gebirgsteile nicht auf Verschiedenheiten der ansetzenden Kräfte schließen.

Wollen wir uns über Ausmaß und Wirkungsweise des O—W-Schubes im Bereich der alpin-karpathischen Abbiegung Klarheit verschaffen, so ist eine regionale Betrachtung der Probleme Voraussetzung hiezu. Daß der O—W-Schub hier tatsächlich eine formende Rolle gespielt hat, ist angesichts der vom Alpen-O-Rand bis zum W-Ende der Karpathen sich aneinanderreihenden Bewegungsspuren des O—W-Schubes, von welchen einige in dieser Arbeit im einzelnen besprochen wurden, nicht mehr zu bezweifeln. Wir haben dem Abschnitt III entnommen, daß vor der Einwirkung des O—W-Schubes im Bereich der Pollauer Berge nur eine lara-

misch-pyrenäische S—N-Schuppung von nicht übermäßig großer Wirkung vorhanden war, welche wohl ein Hügelland mit orographischer O—W-Struktur geschaffen haben mag. Dasselbe gilt vom Bereich des heutigen Wiener Beckens in prätortoner Zeit (vgl. Abschnitt IX). Auch hier bestand ein hügeliges Relief, dessen Struktur als vom S—N-Schub hervorgebracht, kaum anders als

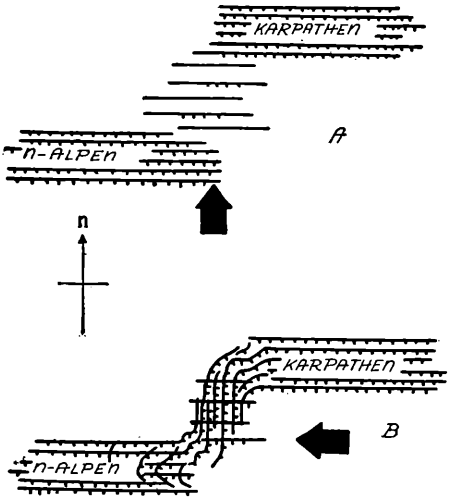

Fig. 13.

Schema der Entwicklung der alpin-karpathischen Abbiegung.

A. Bis ins Mittelburdigal: Faltungen und Überschiebungen durch S—N-Schübe in den Alpen und Karpathen.

B. Wirkung burdigal-helveten O—W-Schubes: Bildung des ± N—S-streichenden Verbindungsgebirges zwischen Alpen und Karpathen (durch Faltung und Überschiebung), welches im ausgehenden Helvet zum großen Teile wieder versank (Wiener Becken).

O—W-orientiert gewesen sein kann. Verglichen mit dem alpinen und karpathischen Raume stand also der Bereich der heutigen alpin-karpathischen Abbiegung an Intensität der Tektonik weit zurück. Fig. 13 *A* gibt diese Verhältnisse schematisch wieder. Mit dem ausgehenden Burdigal ändern sich jedoch diese Verhältnisse. Dem Hügelraume zwischen Alpen und Karpathen wird ein akzentuiertes N—S-orientiertes Relief aufgeprägt (Fig. 13*B*), wie es die Pollauer Berge heute noch zeigen und die Tektonik des Wiener

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Beckens beweist, denn dessen Formung und das heutige Bodenrelief unter der Beckenfüllung mit seinen gewaltigen N—S bis NO—WS streichenden Brüchen und Längsantiklinen wird nur dann verständlich, wenn wir gleichorientierte Strukturelemente im Beckenboden annehmen (vgl. Abschnitt IV). Das Verbindungsstück zwischen Alpen und Karpathen ist also ein im wesentlichen oberburdigal-unterhelvetisch durch O—W-Schub aufgerichtetes Gebirge,[1] von dem ein Großteil im ausgehenden Helvet wieder in die Tiefe des entstehenden inneralpinen Wiener Beckens sank. Der abklingende und vielleicht auch heute noch schwach weiterwirkende O—W-Schub hat dann die sinkende Scholle des Wiener Beckens noch leicht mit beiden Enden gegen W gekrümmt, wie aus den Hebungs-, bzw. Senkungstendenzen sowie der Orientierung Brüche und Falten in diesem hervorgeht (vgl. Abschnitt IV). In dem durch kräftige O—W-orientierte Falten versteiften Bau der Alpen wurden im Verhältnis dazu im allgemeinen geringere Wirkungen, wie Überschiebungen, Schuppen, Stauchfalten, erzeugt. In den Karpathen äußert sie sich im wesentlichen nur in einer bedeutenden Intensivierung der Tektonik im westlichen, bereits der SW—NO-Richtung folgenden Ende.

Letzterwähnte, in Abschnitt III geschilderte Verhältnisse in den Karpathen sind deshalb von großer Bedeutung, weil sie uns hier gewisse mechanische Beziehungen zwischen S—N-Schub und O—W-Schub zeigen. Der O—W-Schub greift hier nämlich bereits vorhandene, aus dem N—S-Schub hervorgegangene Strukturen auf, entwickelt sie weiter und gestaltet sie dabei in seiner Weise aus. Dies ist von grundsätzlicher Wichtigkeit für die Beurteilung der Frage, ob denn, da nun alpin-karpathische Abbiegung ein eigenes, jüngeres Gebirge darstellt, der Versuch einer Parallelisierung der Deckeneinheiten dieser Abbiegungszone mit jenen der Alpen und Karpathen nicht überhaupt auf irrealen Voraussetzungen basiere?

Wie aus den in Abschnitt III geschilderten Verhältnissen in den westlichen Westkarpathen hervorgeht, ist eine Parallelisierung in tektomechanischer Beziehung wohl möglich, anderseits ist es nach obigem nur selbstverständlich, daß sich bei dem Versuch, Gesteine der Abbiegungszone in den alpinen oder karpathischen Deckenschemata unterzubringen, besonders in fazieller Hinsicht Schwierigkeiten über Schwierigkeiten ergeben werden.

[1] Die Rolle einiger kristalliner Horste (Leithagebirge, Bakony usw.) im O—W-System ist noch ununtersucht und derzeit noch nicht ganz klar.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die alpin-karpathische Abbiegung besteht nach allem also nicht als eine den Alpen oder Karpathen angehörige geologische Einheit, sondern nur orographisch. Geologisch gesehen, ist sie ein untermittelmiozänes Bauwerk des O—W-Schubes, von welchem heute nur noch geringe Reste aufgeschuppt oder als Horste aus den Absatzgesteinen der jungtertiären Meere aufragen. Aus dieser Feststellung ergeben sich neue Gesichtspunkte für die Probleme der Faziesforschung und Paläontologie der Gesteinsfolgen zwischen Alpen und Karpathen, welche wesentlich zur Lösung dieser Fragen beizutragen in der Lage sind.